

Die

Erdbeben des vorderen Kleinasiens

in

geschichtlicher Zeit.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doctorwürde

bei

Hoher Philosophischer Fakultät der Universität Marburg

eingereicht von

Otto Weismantel

aus Frankfurt a. M.

Mit einer Kartenskizze.

Marburg.

1891.



319306

Seinem lieben Onkel

Herrn Heinrich Friedrich Hahn

zu Frankfurt a. M.

in inniger Dankbarkeit gewidmet

vom Verfasser.

Die Erdbeben des vorderen Kleinasiens in geschichtlicher Zeit.

Das Studium der Erdbebenerscheinungen ist für die Vertreter mannigfaltiger Zweige der Naturwissenschaften anziehend und reizvoll. Auch für den Geographen bietet ihre Betrachtung eine Menge interessanter Gesichtspunkte dar. In der folgenden Abhandlung ist der Versuch gemacht worden, ein einheitliches Erdbebengebiet vom Standpunkt des Geographen aus zu behandeln.

Von den bekanntesten Erdbebengebieten der Welt ist das vordere Kleinasien zu dieser Behandlung am geeignetsten, da es den übrigen gegenüber manche Vorzüge aufweist. Das vordere Kleinasien ist einer der ältesten Schauplätze des westlichen Kulturkreises. Die Erdbebenberichte reichen für dasselbe bis in das V. Jahrhundert v. Chr. zurück und sind für einzelne Zeiträume sehr sorgfältig geführt. Wegen der Rolle, welche das vordere Kleinasien in der Geschichte gespielt hat, ist es besonders in den letzten 50 Jahren viel besucht und durchforscht worden. Archäologen, Geologen, Geographen und Naturforscher haben Reisen dahin unternommen und Beiträge zur wissenschaftlichen Erschliefsung desselben geliefert. Heute kennen wir, dank der Resultate dieser Reisen, die Reliefformen, die hydrographischen und geologischen Verhältnisse und den Kulturzustand des genannten Gebietes, allerdings nur in grofsen Zügen.

Ehe die spezielle Behandlung des gewählten Gebietes in Angriff genommen wird, ist es zweckmäfsig, in Kürze diejenigen Gesichtspunkte hervorzuheben, welchen der Geograph, mit Rücksicht auf die Aufgabe seiner Wissenschaft, ganz besondere Aufmerksamkeit zu widmen hat.

Der Geograph betrachtet die Naturereignisse in ihrer Verbreitung über die Erdoberfläche, und zwar beschränkt er sich im allgemeinen auf diejenigen Thatsachen, welche der geschichtlichen Zeit angehören. Bei der Untersuchung der Erdbeben eines Gebietes hat er also vorzüglich die Art ihrer Verbreitung über dasselbe zu kennzeichnen und diejenigen Momente in das Auge zu fassen, welche mit der Verbreitung in Zusammenhang stehen. Meine erste Aufgabe ist es daher gewesen, alle Berichte über Erdbeben des vorderen Kleinasiens möglichst vollständig und sorgfältig zusammenzustellen. Der daraus entstandene Katalog enthält die Orte und Daten der berichteten Erdbeben, die Beschreibungen ihrer Begleiterscheinungen und die genaue Angabe der Quellen eines jeden Ereignisses. Dieser Katalog, dessen eventuelle Veröffentlichung ich einer späteren Zeit vorbehalten mufs, bildet die Grundlage der vorliegenden Abhandlung. Ferner sind, um die Art der Verteilung der Beben im vorderen Kleinasien untersuchen zu können, diejenigen Orte auszuscheiden, deren Erdbeben deutlich den Charakter von Auswaschungs- bezw. Explosions-

beben haben. Die übrigen Orte, deren Erschütterungen, gemäfs der herrschenden Anschauung, in tektonischen Vorgängen ihren Ursprung haben, sind ihrer Lage nach mit den Reliefformen des Gebietes zu vergleichen, um eventuelle Beziehungen der Erdbeben zu den Gebirgen zu finden. Der Nachweis des Zusammenhanges der Beben mit der noch dauernden Gebirgsbildung wird dann ermöglicht, wenn man aufser den Begleiterscheinungen der Erdbeben die geologischen und örtlichen Eigenthümlichkeiten berücksichtigt.

Ebenso interessant wie die eben angeführte Untersuchung ist für den Geographen die Betrachtung derjenigen Wirkungen, welche die Erdbeben als sekundäre Kräfte auf anorganische Naturobjekte, menschliche Werke und den Menschen selbst ausüben. In ihrer sekundären Thätigkeit lösen die Erdstöfse reife und halbreife Spannungen der Erdrinde aus, bringen unterhöhlte Schichten zu Fall und sind so selbst wieder Erzeuger ihresgleichen. Die denudierende Wirkung der Erdbeben ist vielleicht bis auf den heutigen Tag zu gering veranschlagt worden. An den Küsten angeschwemmter Alluvialboden wird durch die sekundäre Kräftewirkung zu festeren Massen zusammengefügt oder in die Tiefe versenkt. Bergrutsche werden durch sie in Bewegung gesetzt, Felsen losgerissen und nach unten befördert. Die sekundäre Kraft der Erdstöfse erzeugt auf dem Meere Seebeben. In anthropogeographischer Hinsicht ist der Einflufs der Erdbeben auf den Zustand und die Willensäufserungen der Menschen von nicht geringer Tragweite. Die Verteilung der Wohnsitze, die Bevölkerungsdichte, die Auswanderung, die Sterblichkeit, der Wohlstand, die Höhe der Kultur, die Denkart, Sitten und Gewohnheiten, religiöse Anschauungen und Gebräuche der Bewohner werden alle mehr oder weniger durch das Auftreten häufiger Erdbeben beeinflufst.

Nach den vorher in kurzen Zügen gekennzeichneten Gesichtspunkten sollen jetzt die Erdbeben des vorderen Kleinasiens behandelt werden.

I. Die Grenzen des Gebietes.

Die Nord- und Süd-Grenze des Gebietes sind scharf durch das Meer gegeben. Die Ostgrenze verläuft längs der Linie der gröfsten Einschnürung der Halbinsel. Im Thale des Ak Su steigt sie zum Hochland auf, folgt der Wasserscheide zwischen dem Ak Su und dem ägäischen Meere zum Ostabhang des Murad Dagh, wendet sich wenig nach Osten und vereinigt sich mit dem Sakaria an dem Punkte, wo derselbe aus dem Längsthal in sein Durchbruchsthal übergeht. Ihm bleibt sie bis zum Meere treu. Im Westen sind für den Verlauf der Grenze die Meerestiefen und im Nordwesten die orographischen und geologischen Verhältnisse mafsgebend. Die Grenze ist hier gekennzeichnet durch das unterseeische Thal, welches die östlichen Sporaden von den Cykladen trennt. Sie schliefst Karpathos aus und verläuft in nordnordwestlicher Richtung bis zur Breite von Lemnos, welches ihr zur Rechten liegt. Hier schwenkt sie nach Nordosten, durchschneidet den Golf von Saros, läfst den Tekir Dagh zur Rechten und erreicht das obere Knie des Erkene; an diesem Punkte schliefst sie sich dem Flusse von Tschorlu an, umgeht den Strandscha Dagh im Südosten und gelangt im Karamandere Thal zum Meere. Dieser letzte Teil der Grenze verläuft von Asien aus gerechnet noch jenseits der geologischen Grenze zwischen Asien und Europa. Die letztere liegt etwa 24 km [1]) westlich vom Bosporus.

---

[1]) Tchihatcheff, As. Min. IV, 1. Karte.

Bei der Wahl der Grenzen ist darauf Rücksicht genommen worden, dafs gleichzeitig erschütterte Gebiete nicht getrennt wurden; peripherische Gebiete, soweit sie selbständige Erschütterungsherde aufwiesen, sind ausgeschlossen worden, wenn noch andere Momente es ratsam erscheinen liefsen. So sind Karpathos, Kasos und Kreta bei der folgenden Betrachtung unberücksichtigt geblieben, weil ihre Beben keinen Zusammenhang mit den ihnen benachbarten Teilen des vorderen Kleinasiens erkennen lassen. Obwohl sie wegen ihrer erst in diluvialer Zeit erfolgten Absonderung vom asiatischen Kontinent als zu diesem gehörig angesehen werden können, sind sie nicht in den Rahmen des Gebietes aufgenommen worden. Bestimmend ist dafür, aufser dem schon angeführten Grund, noch die verhältnismäfsig grofse Meerestiefe zwischen Rhodos und Karpathos gewesen. Desgleichen sind Cypern und der östliche Teil der Südküste nicht in das zu betrachtende Gebiet aufgenommen, weil die Daten ihrer Erschütterungen deren engen Zusammenhang mit den syrischen Beben erkennen lassen, und Cypern auch orographisch zu Syrien gehört. Schon J. Schmidt[1]) bemerkt, dafs die Erdbeben Griechenlands und der griechischen Inseln im allgemeinen unabhängig von denjenigen Kleinasiens sind. Bei der Durchsicht der Erdbebenkataloge habe ich diesem Umstand meine besondere Aufmerksamkeit geschenkt; ich bin in der Lage, die Bemerkung Schmidts voll und ganz bestätigen zu können. Für den Einschlufs des Marmarameeres und der byzantinischen Halbinsel spricht aufser dem schon angegebenen Grunde auch der enge Zusammenhang seiner Erdbeben mit solchen des vorderen Kleinasiens. Die zuweilen gleichzeitig mit Konstantinopel erschütterten Städte Lule Burgas, Demitoka und Adrianopel dagegen sind, weil sie auf ein anderes Erdbebengebiet hinweisen, ausgeschlossen worden.

II. Resultate des Kataloges.

1. Überblick über die Zahl der bekannten Erdbeben.

Folgende Tabelle soll einen allgemeinen Überblick über die Zahl der überlieferten Erdbeben gewähren, welche in historischer Zeit das soeben gekennzeichnete Gebiet heimgesucht haben. Es sind darin folgende Zeitabschnitte unterschieden:

1) Die letzten fünf Jahrhunderte vor Christi Geburt.
2) Vom Beginne unserer Zeitrechnung bis 1699 incl. In diesem Zeitraume schwankt die Anzahl der in jedem Jahrhundert überlieferten Erdbeben nicht erheblich.
3) Das XVIII. Jahrhundert.
4) Die Jahre 1800—1849 incl.
5) Die Jahre 1850—1885. Innerhalb dieses Zeitraumes ist die Registrierung der Erdbebendaten ziemlich genau.
6) Die Jahre 1886—1890. Sie stehen bezüglich der Genauigkeit der Aufzeichnung der Erschütterungen weit hinter dem vorigen Abschnitte zurück.

Für jeden der 6 Zeitabschnitte sind die Erdbeben-Jahre und -Tage angegeben. Die Anzahl der Stöfse dagegen ist nicht mitgeteilt, da dieselbe zu geringes Vertrauen verdient. Die Tabelle enthält die Angaben für das ganze Gebiet derart, dafs ein Tag nur einmal gezählt ist, auch wenn an ihm verschiedene Orte getroffen wurden.

[1]) Erdbebenstudien 2. Aufl. Leipz. 1879, p. 140.

Zeitabschnitt.	Jahre.	Tage. Bestimmt genannt.	Tage. Aus allgemeinen Angaben geschätzt.	Tage. Abgerundete Gesamtzahlen.
V. Jahrh. v. Chr. bis Chr. Geb.	12	Keine angegeben.		20
1—1699	144	189	900	1000
1700—1799	37	143	90	230
1800—1849	31	158	—	158
1850—1885	35	952	—	952
1886—1890	4	37	10	45
In der historischen Zeit . . .	263	1479	1000	2405

Aus den Daten dieser Tabelle erkennt man, wie mit fortschreitender Kultur im Laufe der Jahrhunderte die Angaben der Zahl der Erdbebentage und Erdbebenjahre zunehmen und bestimmter werden. Während in die früheren Jahrhunderte bezw. 2,4, 8,5, 37 Erdbebenjahre fallen, hat das XIX. Jahrhundert 77,8 Erdbebenjahre zu verzeichnen. Hierbei ist für die noch fehlenden 10 Jahre eine nach den Zahlen der vergangenen Jahre berechnete Mittelzahl angenommen worden.

Zur Berechnung der mittleren Häufigkeit der Erdbeben im vorderen Kleinasien halte ich die Daten der Jahre 1850—1885 für geeignet. Innerhalb dieses Zeitraumes haben mehrere tüchtige Berichterstatter die Erdbeben ihres Wohnortes sorgfältig aufgezeichnet und ihre Aufzeichnungen veröffentlicht. Im Vergleich zur Gröfse des Gebietes ist jedoch die Zahl der Berichterstatter und der Beobachtungsorte sehr gering. Sicherlich ist eine grofse Zahl von Erdstöfsen ihrer Wahrnehmung und Kenntnis entgangen. Man kann daher unbedenklich die Mittelzahlen der Jahre 1850—1885 als Mafszahlen für die mittlere Häufigkeit der Erdbeben im vorderen Kleinasien annehmen, selbst wenn die gegenwärtige Epoche besonders reich an Erschütterungen wäre, für welche Annahme auch nicht ein einziger Grund angeführt werden kann. Wahrscheinlich ist aber das so bestimmte Mittel noch zu klein.

Darnach vergeht also kein Jahr, in welchem die Erde nicht an irgend einem Punkte des vorderen Kleinasiens bebt. Ja sogar durchschnittlich an 27 Tagen jeden Jahres werden einzelne Bewohner von der unheimlichen Erscheinung in Schrecken gesetzt. Auf jeden Monat fallen also im Mittel zwei Erdbebentage.

Vergleicht man mit dieser mutmafslichen Zahl der Erdbeben-Jahre und -Tage die Zahl der im Laufe der geschichtlichen Zeit aufgezeichneten und uns überlieferten Erschütterungen, so weist die aufserordentliche Differenz darauf hin, dafs die Erdbeben dieses Gebietes im allgemeinen keine verheerende Wirkungen zeigen. Die meisten Beben werden deshalb einer Aufzeichnung nicht für wert erachtet[1]).

2. Die Erdbebenorte des Gebietes.

In der beigegebenen Kartenskizze[2]) sind alle Orte eingetragen, welche in dem zusammengestellten Kataloge auch nur wegen eines Bebens genannt sind; denjenigen, welche öfters wegen Erschütterungen erwähnt werden, sind zwei Mittelzahlen beigefügt, welche nach den Daten der Jahre 1850—1885 berechnet

[1]) H. H. Humann und Mitzopulos bestätigten mir die Übereinstimmung dieses Schlusses mit der Thatsache. — [2]) Dieselbe ist nach H. Kiepert „Nouvelle Carte générale des Provinces Asiatiques de l'Empire Ottoman" 1:1,500000 Berlin 1884 im Mafsstabe 1:3 Mill. entworfen.

Namen der Orte.	500 v. Chr. bis 1890.			1850—1885.			1885—1890[1]).			Mutmafsliche Gesamtzahl bis 1890 incl.		
	Jahre.	Tage.	Stöfse.	Jahre.	Tage.	Stöfse.	Jahre.	Tage.	Stöfse.	Jahre.	Tage.	Stöfse.
Isbarta	4	—	—	3	—	—	1	1	2	199	—	—
Adalia	2	—	—	2	2	3	—	—	—	133	—	199
Kiutahia	2	—	—	2	2	5	—	—	—	133	—	332
Ismid (Nicomedia)	13	14	16	1	2	4	—	—	—	67	133	266
Isnik (Nicäa)	12	12	13	1	1	2	—	—	—	67	—	133
Uschak	3	8	12	2	7	7	1	1	5	133	—	466
Bosporus	13	14	16	10	11	13	—	—	—	666	729	863
Konstantinopel	154	501	584	30	133	182	2	6	8	1992	8830	12088
Brussa	27	193	415	24	190	408	—	—	—	1598	12614	27087
Makri	7	46	85	7	46	85	—	—	—	466	3054	5643
Nasli	2	—	—	2	2	3	—	—	—	133	—	199
Kyzikus	7	—	—	1	—	—	—	—	—	67	—	—
Panderma (Panormos)	3	4	6	3	4	6	—	—	—	199	266	398
Rodosto	5	8	8	5	8	8	—	—	—	332	532	—
Insel Marmara	2	20	20	2	20	20	—	—	—	133	1332	—
Magnesia	9	11	13	6	8	10	—	—	—	398	532	666
Kassaba	5	—	—	5	—	—	—	—	—	332	—	—
Aïdin	14	20	51	11	16	26	—	—	—	729	1064	1726
Marmaris	6	8	36	6	8	36	—	—	—	398	532	2394
Symi	3	46	47	3	46	47	—	—	—	199	3054	3121
Chalki	4	8	11	3	—	—	—	—	—	199	—	—
Rhodus	42	200	350	23	167	286	1	8	12	1527	11087	18987
Gallipoli	20	35	46	15	30	39	—	—	—	996	1992	2589
Tschanak Kalessi	5	14	18	5	14	18	—	—	—	332	932	1197
Aiwalik	5	12	12	4	6	6	—	—	—	266	398	—
Lesbos	28	131	229	17	99	148	1	2	28	1128	6561	9826
Smyrna	78	511	740	33	272	331	3	7	12(?)	2187	18048	21975
Tscheschme	6	15	19	5	13	17	1	2	2	332	863	1128
Samos	17	72	199	15	68	195	—	—	—	996	4512	12945
Budrun (Halicarnassus)	3	22	—	2	2	—	1	20	—	133	—	—
Kos	14	19	—	2	4	—	1	2	4	133	266	—
Nysiros	6	39	—	6	39	—	—	—	—	398	2589	—
Dardanellen	18	24	50	14	20	43	—	—	—	932	1332	2854
Imbros	2	81	258	2	81	258	—	—	—	133	5378	17128
Chios	30	82	387	20	69	377	3	6	7	1332	4581	25029

[1]) Die Daten der letzten Jahre verdanke ich fast ausschliefslich der Güte des Herrn Prof. Mitzopulos in Athen, der mir in der zuvorkommendsten Weise seine Aufzeichnungen zur Verfügung stellte.

wurden. Die erste Ziffer giebt die mittlere Häufigkeit der Erdbebenjahre in einem Jahrhundert an; die erste Dezimale ist mit angegeben. Die zweite Ziffer, welche stets auf die nächste ganze Zahl abgerundet ist, giebt die mittlere Zahl der Stöfse im Jahrhundert für jeden Ort an. Wo letztere fehlt, war sie nicht zu ermitteln.

Die auf Seite 9 stehende Tabelle enthält die Namen der Hauptschütterorte. In der ersten Rubrik ist für jeden Ort die Anzahl der Erdbeben-Jahre, -Tage und -Stöfse angegeben, welche aus der historischen Zeit bekannt sind; die zweite Rubrik giebt dasselbe für die Jahre 1850—1885 und die dritte für die Jahre 1886—1890. Für die vierte Rubrik ist aus den Mittelzahlen der Jahre 1850—1885 diejenige Anzahl der Erdbeben-Jahre, -Tage und -Stöfse für den Zeitraum 500 v. Chr. bis 1890 n. Chr. berechnet, welche den thatsächlichen Verhältnissen mutmafslich nahe kommt. Die Reihenfolge der Orte ist durch ihre Lage bestimmt. Die ungefähr in einer und derselben Länge liegenden Orte sind zusammengestellt. Die Tabelle beginnt mit dem östlichsten und endigt mit dem westlichsten Teile des Gebietes.

Wie gering die Anzahl der überlieferten Erdbeben gegenüber der Gesamtzahl aller Erderschütterungen ist, welche das vordere Kleinasien in historischer Zeit heimgesucht haben, ergiebt sich unmittelbar aus dem Vergleich der beiden ersten Rubriken; in noch höherem Grade beleuchten diesen Unterschied die Zahlen der vierten Reihe. Von den 35 angegebenen Orten haben 14, d. i. fast die Hälfte, ihre sämtlichen berichteten Erdbeben in den Jahren 1850—1890 erlitten. Bei den übrigen sind die Zahlen der zweiten Reihe im allgemeinen drei Viertel der Gesamtzahlen. Nur bei den sechs Städten, Ismid, Isnik, Kyzikus, Konstantinopel, Smyrna und Rhodus ist das Verhältnis ein anderes. Die Gesamtzahlen der drei ersten Städte haben ein bedeutendes Übergewicht über die Zahlen der zweiten Rubrik. Der Grund liegt auf der Hand. Es sind eben Städte, welche im Altertume auf einer hohen Kulturstufe standen, heute aber vom Glanze ihrer Blüte wenig mehr erübrigt haben. Konstantinopel, Rhodus und Smyrna sind dagegen in allen Jahrhunderten Pflegestätten der Kultur gewesen.

Die grofsen Differenzen zwischen den beiden ersten Reihen der Tabelle führen zu der Annahme, dafs alle genannten Orte in früherer Zeit eine viel gröfsere Zahl Erdbeben erfahren haben, als bekannt geworden sind. Geradezu staunenerregend sind die Daten der vierten Reihe, welche eine Schätzung der Anzahl aller überhaupt stattgehabten Erschütterungen enthält. Welche Fülle von Erdbeben hat darnach das vordere Kleinasien in historischer Zeit heimgesucht! Die Gröfse der Zahlen läfst uns ahnen, wie unaufhörlich hier im Inneren der Erdrinde Kräfte thätig sind, die beständig an der Umgestaltung der Oberfläche unseres Planeten, an der Veränderung der Grenzen des Festen arbeiten, die fortwährend den Menschen durch ihre Wirkungsäufserungen beunruhigen und erschrecken und seine Bauwerke zu zerstören suchen.

In der Rangordnung nach Erdbebenjahren steht Konstantinopel mit 154 Jahren oben an; ihm folgen Smyrna mit 78, Rhodus mit 42, Chios mit 30, Brussa mit 27 und Gallipoli mit 20 Erdbebenjahren. Smyrna übertrifft Konstantinopel an Tagen und Stöfsen, trotzdem es nur etwa halb so viele Erdbebenjahre aufweist als das letztere. In den Jahren 1850—1885 überholt Smyrna Konstantinopel auch an Jahren. Diese Thatsache, sowie auch der Umstand, dafs Konstantinopel viele Jahrhunderte hindurch der Mittelpunkt civilisierter Reiche gewesen ist, gestatten den Schlufs, dafs Smyrna, welches erst in späteren Jahrhunderten zur Blüte gelangte, weit häufiger unter Erdbebenerscheinungen zu leiden hatte als Konstantinopel. Bei den übrigen Orten steht die Anzahl der überlieferten Erschütterungen ganz im Verhältnis zu ihrer geschichtlichen und kulturellen Bedeutung. Auffallend macht sich die Abnahme der Menge der Schütterorte und Erdbeben von Westen nach Osten einerseits und vom Meere nach der Küste andererseits bemerkbar. Die nahe liegende Auffassung, dies sei ein Ausdruck der thatsächlichen Verhältnisse, ist ohne nähere Prüfung nicht giltig. Denn andere Thatsachen wirken in demselben Sinne. Die Zahl und Gröfse der Wohnorte nehmen im allgemeinen mit der Entfernung von der Küste ab. Geeignete Berichterstatter,

namentlich gebildete Europäer, wohnen nicht in den Städten und Dörfern des Inneren. Die Orte liegen meist abseits der grofsen Verkehrswege. Alle diese Faktoren stellen der Übermittelung von Erdbebenberichten nach den europäischen Kulturzentren grofse Schwierigkeiten in den Weg. Allein dieselben scheinen nur die Zahl der Berichte mifslich zu beeinflussen und die Meldung der unansehnlichen Ereignisse zu verhindern. Erdbebenkatastrophen, mögen sie auch noch so unbedeutende Orte heimsuchen, werden sicher weithin bekannt. Das menschliche Mitgefühl, das allgemeine Interesse und die Zugehörigkeit des Gebietes zum türkischen Staate machen dies wahrscheinlich. In der That sind nicht nur gewaltige und aufsergewöhnliche Ereignisse, wie die Zerstörung von Kolossä, Laodicea und Hierapolis bekannt, sondern auch weit harmlosere Erdbeben aufgezeichnet worden. Mit hoher Wahrscheinlichkeit darf man daher annehmen, dafs das westliche Gebiet, die Küste und die ihr gegenüberliegenden Inseln weit häufiger erschüttert werden, als das Innere. Diese Annahme findet noch eine Stütze in folgender Thatsache. Die meisten Schütterorte des Inneren lassen sich als Glieder zusammenhängender Reihen auffassen, welche unter mehr oder weniger steilen Winkeln die Küste treffen. Auch hierdurch wird das westliche Gebiet als die Hauptschütterzone gekennzeichnet. Später wird hierauf näher eingegangen werden.

III. Versuch einer Ausscheidung solcher Orte, welche nur Explosions- bezw. Auswaschungsbeben aufweisen.

Um die Hauptschütterlinien ermitteln zu können, ist es nötig, diejenigen Orte aus der Gesamtzahl der bekannten Schütterorte auszuscheiden, deren Erdbeben vermutlich vulkanischen Ursprungs sind oder in der Unterwaschung von Schichten ihre wahrscheinliche Ursache haben.

1. Explosionsbeben.

Der einzige, thätige Vulkan des vorderen Kleinasiens ist derjenige von Nysiros. Die Möglichkeit ist nicht ausgeschlossen, dafs einzelne oder gar alle Erdbeben dieser Insel und deren Umgebung ihre Entstehung einer mächtigen Entwicklung von Gasen im Inneren des Vulkanes verdanken. Die Erdbeben der Jahre 1864 [1]), bei welchen ein ansehnlicher Teil des Gipfels eines vulkanischen Berges einsank, 1871 (Nov.) [2]) und 1873 (Juni bis Nov.), welche von Eruptionserscheinungen begleitet waren, und in deren Folge Fumarolen sich öffneten und Gase und Dämpfe ausschieden, machen sich der genannten Ursache verdächtig, zumal ihre Verbreitung beschränkt war. Bei den Erdbeben der drei anderen Jahre scheinen tektonische Vorgänge mitzuspielen. Wenigstens sprechen dafür mannigfache Thatsachen. Symptome vulkanischer Thätigkeit, die ja auch in Dislokationen ihren Ursprung haben können, sind bei keinem dieser Erdbeben beobachtet worden. Die Schüttergebiete der in die Jahre 1857 [3]), 1862 [4]) und 1869 [5]) fallenden Beben verfügen über eine beträchtliche Ausdehnung. Die Heftigkeit, mit welcher dieselben auch in Rhodus, Symi, Marmaris und Chalki auftraten, schliefst gleichfalls die Annahme aus, als seien diese Stöfse nur fortgepflanzte Wellen eines auf dem kleinen Nysiros durch Explosion von Gasen entstandenen Bebens. Wurden doch die Erdbeben der Jahre 1871 und 1873, welche sogar von Eruptionen begleitet waren, nicht in der Nachbarschaft gefühlt! Es liegt also kein Grund vor, Nysiros aus der Zahl der von tektonischen Beben heimgesuchten Orte auszuscheiden.

---

[1]) Perrey, Mém. Cour. XVIII, 63. Bruxelles 1866. — [2]) Gorceix, Compt. Rend. 1873, XXVII, 600. — [3]) Perrey, Mém. Cour. X. — [4]) Perrey, M. C. XVI. — [5]) J. Schmidt, Erdbebenstudien, und Perrey, M. C. XXIV.

2. Auswaschungsbeben.

Die Erkennung der Auswaschungsbeben ist mit gröfseren Schwierigkeiten verknüpft. Überall in Kleinasien herrschen kalkige Ablagerungen vor. In allen derartigen Gebirgen werden Kalkmengen in kohlensäurehaltigem Wasser — ein Teil in 2000 Teilen [1]) — aufgelöst. Die kalkhaltigen Quellen, für welche die Kaskaden [2]) von Pambuk Kalessi ein grofsartiges Beispiel bieten, sind treffende Beweise dafür. Unter geeigneten Bedingungen ist die Umsetzung von kohlensaurem Kalk in Gips, der noch leichter in Wasser löslich ist — ein Teil in 460 Teilen [3]) —, und folglich das Vorkommen von Gipslagern im Kalkgebirge nicht ausgeschlossen. Die Konstitutionsprodukte der warmen Quellen bezeugen ferner, dafs besonders salzige Substanzen den Schichten entführt werden. Es liegt folglich die Vermutung nahe, dafs infolge der Löslichkeit der gebirgsbildenden Substanzen in Wasser an vielen Stellen des vorderen Kleinasiens Hohlräume in den Schichten gebildet werden. Dieselben geben wiederum Veranlassung zu Auswaschungsbeben. Gleichwohl zeigen nur wenige Erdbeben des vorderen Kleinasiens Merkmale, welche auf die genannte Ursache hinweisen. Dieselben mögen hier mitgeteilt werden.

150 [4]) n. Chr. Auf dem Kontinent (Kleinasien) wurden Berggipfel gespalten. Salzwasser drang aus den Spalten hervor.

1859 [5]), 21. Aug. Imbros. In der Ebene des Illysus am Fufse des Kastron wurde der Boden an einer Stelle geöffnet, und es ergossen sich daraus Fluten von schmutzigem Wasser, die während einer Stunde flossen. Dann schlofs sich der Spalt wieder. An verschiedenen Orten der Insel schien das Wasser ebenfalls aus den Seiten des Berges hervorgedrungen zu sein. In dem Flufs trat ein plötzlicher Zuwachs an Wasser ein, der stark genug war, um eine Furt ungangbar zu machen. Von den zwei Quellen des Kastron versiegte die eine, die andere vermehrte ihren Inhalt.

1831 [6]), März. Auf Samos herrschten starke Stöfse, infolge deren sich der höchste Ikaria gegenüberliegende Berg geöffnet hat. Eine Seite des Berges stürzte ein, und eine ungeheure Wassermenge strömte heraus.

1856, 12. Okt. [7]). Bei Monolithos auf Rhodus sprang eine mächtige Quellenader aus der Erde.

1867, 7. März [8]). Erdbeben auf Lemnos. Zerstörende Wirkung äufserte erst der zweite Stofs. (Der Sitz des Bebens war Lesbos.) Es bildete sich eine Senkung, in die ein See trat.

1880, 29. Juli [9]). Auf der Eisenbahnlinie Smyrna-Kassaba entstanden Erdspalten, aus denen Wasser emporgeschnellt wurde.

1881, 3. April. G. v. Rath [10]) schreibt: „Nahe dem Kap Santa Elena (auf Chios), wo ein aus Kalkschichten bestehender Hügel sich erhebt, bemerkte ich etwa 500 m vom Meere entfernt eine runde wassergefüllte Einsenkung, einen Erdfall, welcher am 3. April durch das Erdbeben entstanden ist. Das Loch hat 5 m Durchmesser, die Tiefe bis zur Wasserfläche beträgt 1½ m, die ganze Tiefe vom Boden bis zum Rand 2½ m. Unfern dieser Stelle weist der mit Reben bepflanzte Boden einen Rifs, einen Spalt auf, welcher etwa 50 m zu verfolgen ist. Aus demselben drang unmittelbar nach der Katastrophe an einzelnen Stellen bis 1 m emporsprudelndes Wasser, mit Sand gemengt, hervor und überschwemmte die Rebenflur. Jetzt ist der Rifs wieder verschwunden, eine Verschiebung der Ränder hat nicht stattgefunden".

Im Kalkgebirge ist es an und für sich nicht ausgeschlossen, dafs Spaltenbildungen, aus welchen Wasser hervorströmt, auf Senkungen beruhen, welche durch eine Unterwaschung der Schichten veranlafst

---

[1]) Bischof, Geologie II, 109 ff. — [2]) Tchihatcheff, As. Min. I, 845. — [3]) Bischof, l. c. I, 846, II, 194. — [4]) Dio Cass. LXX, 4. — [5]) Perrey, M. C. XIV nach Ritter. — [6]) Preufs. Staatszeit. No. 160, p. 1040. — [7]) A. Berg, D. Insel Rhodus Braunschw. 1862, und J. Schmidt, Erdbebenstudien. — [8]) K. L. Griesebach, Mitt. d. Geogr.-Ges. in Wien Bd. XII. 1869. — [9]) Fuchs, in Tschermaks Min. Mitt. 1882. — [10]) Reisebriefe durch Italien und Griechenland z. h. Land, I. p. 819. 2 Bde. Heidelberg 1882.

wurden. Ebenso einleuchtend ist es aber auch, dafs diese Senkungen auf tektonischen Vorgängen beruhen können. Beim Faltungsprozesse wie bei Verschiebungen ist die Entstehung von Klüften eine bekannte Thatsache. Während aber bei den ersteren das herausströmende Wasser als Auslaugungsmittel eine ursächliche Rolle spielt, ist es bei den letzteren nur eine zufällige Erscheinung. Von den eben angeführten Ereignissen ist besonders das von G. v. Rath mitgeteilte sehr lehrreich. Dasselbe ist ein typisches Beispiel für die Kombination von tektonischen und Auswaschungsbeben. Ähnlich ist wohl die Senkung auf Lemnos vom Jahre 1867 zu erklären. Der Stofs, welcher von Lesbos her seine Welle nach Lemnos fortpflanzte, scheint die Auslösung der unterwaschenen Schichten veranlafst zu haben. Bei den übrigen Ereignissen ist es schwer ein entschiedenes Urteil zu geben. Bei der Erscheinung des Jahres 1856 auf Rhodus spricht die örtliche Beschränktheit für die Auffassung, dafs Unterhöhlung von Schichten die Ursache gewesen ist, zumal die Bodenverhältnisse von Rhodus, wie wir nachher sehen werden, zur Entstehung von Auswaschungsbeben an einigen Stellen sehr günstig sind. Das Erdbeben vom August 1859 hatte in seinen Anfängen eine weite Verbreitung. In Konstantinopel, Tscheschme und anderen entfernten Orten wurden die ersten Stöfse ebenfalls verspürt. Die späteren Stöfse scheinen keine weiteren Gebiete in Mitleidenschaft gezogen zu haben. Der ganze Charakter der Beben auf Imbros im Jahre 1859 macht den Eindruck, als hätte hier ein ursprünglich tektonischer Vorgang die Auslösung einer grofsen Zahl unterwaschener Schichten bewerkstelligt. Von früheren Erdbeben auf dieser Insel ist nichts bekannt. Es konnten sich also im Laufe der Zeit zahlreiche Hohlräume in den dazu geeigneten Schichten bilden. Auch hier läge wieder der interessante Fall vor, dafs ein tektonisches Erdbeben die Ursache einer grofsen Zahl von Auswaschungsbeben gewesen ist. Die über Samos berichteten Thatsachen machen uns zu demselben Erklärungsversuche geneigt. Allein nach Nasse [1]) bestehen die Gebirge auf Samos wesentlich aus Schiefern und mächtigen halbkrystallinischen und krystallinischen Kalken. Dieselben sind nur in ganz geringer Menge in kohlensäurehaltigem Wasser löslich. Dieser Umstand spricht eher dafür, dafs Dislokationen die Spaltenbildung verursachten.

Ziehen wir nun noch aufser der Art des Auftretens der Erdbeben die Beschaffenheit des anstehenden Gesteines zu Rat, um etwaige Auswaschungsbeben zu erkennen! Gipslager erwähnt Bukowski [2]) in den Flyschablagerungen der Insel Rhodus. Sie kommen dort häufig, und besonders im Süden der Insel bei Sklipion, vor. Die meisten Beben von Rhodus haben eine sehr grofse Verbreitung. Ihr Schüttergebiet erstreckt sich bald der Südostküste entlang bis Makri, bald bis zur Westküste von Kleinasien, bald schliefst es die benachbarten Inseln ein. Dieser Umstand spricht gegen die Annahme, dafs die sämtlichen Erschütterungen von Rhodus dem Einbruche unterhöhlter Schichten ihre Entstehung verdanken. Von allen Erdbeben, welche Rhodus bedroht haben, zeigen aufser den schon oben besprochenen nur diejenigen des Jahres 1860 folgende ausgesprochene Kennzeichen [3]) von Einsturzbeben. Der Wirkungskreis der meisten Beben dieses Jahres ist sehr klein. Sein Radius beträgt nur 4 „lieues“. Sehr viele Stöfse sind begleitet von donnerähnlichem Geräusche. Die Zahl der Stöfse ist an manchen Tagen (16. April — 10. Mai) aufserordentlich grofs. Dazwischen gab es jedoch auch Beben, die über ein gröfseres Gebiet verbreitet waren. Von beobachteten Einbrüchen ist nichts bekannt. Die letzteren Faktoren sprechen für die Auffassung, dafs tektonische Vorgänge die Ursache dieser Beben gewesen seien. Wie dem auch sei, die Natur der Erschütterungen des Jahres 1860 auf Rhodus ist mit Sicherheit aus den bekannten Thatsachen nicht zu ermitteln. Möglicherweise hat man es auch hier mit dem gleichzeitigen Auftreten beider Typen von Beben zu thun. Überhaupt scheint in dem vorderen Kleinasien, diesem

[1]) Nasse, Ztsch. Ges. f. Erdk. z. Berl. X, 233, 1875. — [2]) Bukowski, Wien. Akadber., math.-natw. Kl., XCVI, 169, 1888. — [3]) Perrey, M. C. XIV.

Tummelplatze tektonischer Beben, die Gattung reiner Auswaschungsbeben sich nur schwer entwickeln zu können. Die tektonischen Erschütterungen bringen in ihrer sekundären Wirkung nur halbwegs zum Zusammenbruch reife Schichten zu Fall und verhüten so die selbständige Ausbildung von Einsturzbeben.

IV. Die Erdbebenlinien des vorderen Kleinasiens und ihr Zusammenhang mit seinen Reliefformen.

Die Mehrzahl der Erderschütterungen des vorderen Kleinasiens gehört also der Klasse der tektonischen Beben an. Es erübrigt nunmehr, ihre Beziehungen zu den Oberflächenformen des Gebietes zu ermitteln.

1. Die Hauptzone.

Ein Blick auf die beigegebene Kartenskizze läfst sofort erkennen, dafs die Küste Kleinasiens von Adalia bis zum Nordende des Bosporus eine mehr oder weniger eng gegliederte Kette von Erschütterungsorten darstellt. Die sie begleitende Inselreihe von Rhodus bis Imbros, das europäische Gestade der Dardanellen, des Marmarameeres und des Bosporus bilden eine zweite mehr oder weniger dichte Reihe von Erdbebenorten. Diese beiden Linien sind sowohl durch die Menge der Schütterorte als auch ganz besonders durch die Häufigkeit und zeitweilige Stärke der Erdbeben ausgezeichnet. Beide kennzeichnen im Grunde nur eine Schütterzone, welche schon früher als die wahrscheinliche Hauptschütterzone des vorderen Kleinasiens hervorgehoben wurde. Sie steht in engem Zusammenhange mit den Küsten und den ihnen entlang ziehenden oder gegen sie hinstreichenden Gebirgszügen. Ihr südlicher Teil bis zum Südende der Dardanellen soll fortan die „Längszone des ägäischen Meeres“ genannt werden. Die übrigen Teile der Hauptschütterzone können kurz nach den Namen der zugehörigen Meeresteile bezeichnet werden. Inbezug auf die Zeit des Auftretens der Erschütterungen stellt diese Hauptzone keineswegs eine Einheit dar. Bei der Besprechung ihrer einzelnen Teile soll diese Thatsache noch näher ins Auge gefafst werden.

2. Die Nebenlinien.

Der Längszone des ägäischen Meeres und ihrer Verlängerung gliedern sich noch einige Nebenlinien an, deren Anschlufs an hervorragende Terrainlinien unverkennbar ist. Auf einige derselben hat schon Reyer [1]) hingewiesen. Die ostwestlich streichenden Züge des Djuma Dagh, des Boz Dagh und Manissa Dagh sind auf beiden Seiten von deutlichen Schütterlinien begleitet. Am Südabhange des ersteren stellt die Linie Aziezie-Nasli eine Schütterlinie dar. Die Schütterlinien am Nordabhange des Djuma Dagh und am Südabhange des Boz Dagh sind durch die Beben Tires bezw. durch die von Trianda, Baînder und Eudemisch angedeutet. Schärfer ausgeprägt ist die nördlich des Boz Dagh verlaufende Linie. Die Bedeutung dieser Senke trägt sicherlich dazu bei, dafs hier eine gröfsere Zahl von Gliedern genannt sind. Diese Schütterlinie umfafst die Städtereihe Burnabad-Alascheher (Philadelphia). Den Manissa Dagh endlich begleitet im Norden eine Reihe von Schütterorten, deren äufserste Glieder Menemen und Magnesia oder, wenn man lieber will, Kassaba sind. Die südliche Schütterlinie dieses Gebirgszuges fällt mit der eben erwähnten Nordlinie des Boz Dagh zusammen. Die Orte Laodicea, Hierapolis und Kolossä, welche wiederholt von Erdbeben heimgesucht und im Altertum durch ein derartiges Ereignis zerstört worden

[1]) Theoret. Geol. Stuttgart 1888, 681.

sind[1]), kennzeichnen eine weitere Nebenzone. Dieselbe steht möglicherweise mit dem Baba Dagh in ursächlicher Beziehung, vielleicht aber auch mit dem Plateauabbruch, der bei Pambuk Kalessi in zwei Terrassen abfällt[2]). Hirschfeld[3]) erwähnt, daſs in dem südlich vom Baba Dagh gelegenen Aphrodision die Tempelsäulen durch einen Erdstoſs nach Norden geworfen seien. Das ist vielleicht die Andeutung einer südlich des Baba Dagh verlaufenden Linie.

Im nordöstlichen Teile des vorderen Kleinasiens tritt noch eine scharf ausgeprägte Schütterzone auf. Ihr Mittelpunkt ist im mysischen Olymp der Alten, dem Keschisch Dagh der neueren Zeit, zu suchen. Die Erdbebenkatastrophen Brussas und seiner Umgebung sind beredte und würdige Zeugnisse für das Auftreten von Erschütterungen längs dieses gewaltigen Gebirgsstockes. Das Schüttergebiet des Olymp erstreckt sich südlich vielleicht bis Kiutahia. Denn gleichzeitig mit den beiden von Kiutahia bekannten Erdbeben sind auch in Brussa solche beobachtet worden. Die Ost- und Westgrenze dieses Schüttergebietes zu bestimmen, ist nach den Berichten nicht möglich. Die Nordgrenze der Schütterzone des Keschisch Dagh ist ebenfalls nicht scharf zu erkennen. Im Norden scheinen andere selbständige Erschütterungsherde ihre Spuren zu verwischen. Die Linien Gemlik-Isnik (Nicäa) und Ismid (Nikomedia)-Sabandja repräsentieren selbständige Erdbebenlinien, welche den Samanli Dagh zu beiden Seiten begleiten. Ihre Zugehörigkeit zu diesem Gebirgszuge ist durch die ausdrückliche Angabe Verrollots[4]), daſs das Erdbeben vom 27. September 1857 sein Epicentrum daselbst gehabt habe, offenbar.

Die in einer Geraden liegenden Orte Uschak, Ischikli und Isbarta lassen sich ebenfalls mit bestimmten Gebirgszügen in Einklang bringen. Die beiden ersten weisen Gleichzeitigkeit in ihren Beben auf. Am 3., 4. und 5. Mai 1875 wurden dieselben von einer heftigen Katastrophe getroffen[5]). Als Epicentrum des erschütterten Gebietes wird Tzeberli (Tchapallü), als Sitz des Bebens werden die Quellen des Mäander genannt[6]). Von Tchapallü zieht sich in nordwestlicher Richtung ein Gebirgszug hin, dessen südlicher Teil Samsun Dagh genannt wird. Ischikli liegt am Nordwestende des Samsun Dagh, wo der ganze Gebirgszug durch eine Senke in zwei Teile geteilt ist. Man wird nicht fehl gehen, wenn man in diesem Gebirgszug die Ursache der Beben von Uschak und Ischikli sucht. Interessant ist die groſse Längenerstreckung der Erdbebenwelle von Tchapallü bis Uschak. Über ihre seitliche Ausdehnung ist leider nichts bekannt. Die Beben von Isbarta endlich, welche in die Jahre 1861[7]), 1862[8]), 1868[9]) und 1889[10]) fallen, zeigen keine zeitliche Übereinstimmung mit denjenigen von Ischikli, wie man es wegen der gleichen Entfernung dieser Orte von Tschapallü, dem Epicentrum des Jahres 1875 erwarten dürfte. Südlich von Isbarta streicht in ost-westlicher Richtung ein deutlich ausgeprägter Gebirgszug. Möglicherweise ist in ihm die Ursache der Beben von Isbarta zu suchen.

V. Betrachtung der einzelnen Schütterzonen mit besonderer Berücksichtigung der geologischen und sonstigen örtlichen Eigentümlichkeiten.

So ist es gelungen, die Gesamtheit der bekannten Erdbebenorte mit orographischen Linien in Verbindung zu bringen. Nun sollen die einzelnen Teile der Hauptschütterzone und die Nebenzonen näher betrachtet werden. Dabei wird besonders auf die geologischen und sonstigen örtlichen Eigentümlichkeiten Rücksicht genommen.

---

[1]) Marcellin. Comes 46 nach v. Hoff. — [2]) Reclus, Nouvelle Geog. univ. IX, 1884, 511 u. A. — [3]) Ztschr. f. Erdk. Berl. XIV, 1879, 311. — [4]) Perrey, M. C. X. — [5]) J. Schmidt, Erdbstud. — [6]) C. W. C. Fuchs, Tschermaks Mitt. 1876. — [7]) Perrey, M. C. XVI. — [8]) Ebenda. — [9]) Perrey, M. C. XVII. — [10]) Mitzopulos, Peterm. Mitt. XXXVI, 1890, 56, u. Nature XXXIX, London 1889, 305.

1. Lykien.

Die einst so volkreiche, von blühenden Städten besetzte lykische Halbinsel, deren Ruinen als Zeugen einer grofsen Vergangenheit noch heute unsere Bewunderung erregen und der Forschung ergiebige Fundstätten bieten, ist von zahlreichen Erderschütterungen heimgesucht worden. Zwar liegen nur wenige direkte Berichte über Erdbeben in diesem Lande vor. Wer sollte sie auch aus diesem heute so städtearmen und menschenleeren Lande berichten? Deutliche Spuren an den Ruinen zeigen indessen, dafs eine weit gröfsere Zahl von Erdstöfsen hier ihr flüchtiges Dasein gehabt haben, als bekannt ist. So fanden E. Tietze[1]) am Heroon von Gjölbaschi, so G. Hirschfeld[2]) an den Überresten der Städte Termessus, Sagalassus und Perge, so Benndorf und Niemann[3]) an denjenigen von Pinara, so Petersen und Luschan[4]) an denjenigen von Myra Erdbebenspuren. Sicher bekannt sind Erdbeben von folgenden Orten: Adalia[5]) (1858 u. 1863), Marmara[6]) (1863), Meïs[7]) (1864), Makri (1851, 1852, 1855, 1863, 1864, 1865, 1870). Näher beschrieben sind nur die Beben des Jahres 1851[8]) von Makri. Es wurde damals mit Rhodus gleichzeitig erschüttert. Durch die verheerende Wirkung zweier Stofswellen wurde am 28. Februar ein Dorf im Inneren zwischen zwei übereinanderstürzenden Hügeln ganz zerschmettert. Die Hälfte eines Berges fiel in den Hafen von Okengik (?). Seitdem erlitt Makri und seine Umgebung viele Stöfse, an manchen Tagen 5, 6 und selbst 8. Aus einem Berge zwischen Simbonus und Levissy stieg dicker Rauch auf. Zwei Berge sollen sich gesenkt haben. Das Meer, dessen Niveau am 28. Februar um etwa 34 cm gestiegen war, soll am 3. und 4. April um einige Fufs (ja Meter) höher gewesen sein. Am 11. April 1855 bildeten sich[9]) während eines Erdbebens nahe bei Makri Erdspalten und kleine Hügel. Bei einem Erdbeben auf Meïs entstanden im Jahre 1864 grofse Spalten im Gebirge.

Diese Berichte sind dafür beweiskräftig, dafs an der Küste und in der inneren Umgebung von Makri Veränderungen unter der Erdoberfläche vor sich gehen. Um die Verhältnisse, welche dazu Veranlassung geben, voll und ganz würdigen zu können, soll folgender kurze Überblick über die Oberflächenbeschaffenheit, das, geologisch gesprochen, jugendliche Alter und die Küste Lykiens vorausgeschickt werden.

Nach den Untersuchungen von Sprath und Forbes[10]), Tietze[11]) und anderen Forschern bedecken mächtige Kalkablagerungen der Kreide- und miocänen Tertiärzeit den bei weitem gröfsten Raum Lykiens. Erst nach der Miocänzeit hat seine Oberfläche im grofsen und ganzen seine heutige Form angenommen. Von der Kreidezeit bis in die Miocänzeit hinein durchbrachen eruptive Massen die Schichtenkomplexe. Die mächtigen vulkanischen Massen der Serpentine und anderer Gesteine, welche hauptsächlich längs der Westküste des Golfes von Adalia und rings um die Bucht von Makri vorkommen, sind gegenwärtig noch bedeutungsvolle Zeugen der einstigen Eruptionen. Mit der Mächtigkeit der Kalkablagerungen in Lykien steht in engem Zusammenhang der aus vielfachen Erscheinungen erkennbare Karstcharakter dieses Gebietes. Die Forscher berichten von Dollinen[12]) und von unterirdischen Wasserläufen[13]). Sehr wasserreiche Quellen dringen an der Basis des Kalkgebirges hervor. Ihr Wasser ist aufserordentlich kalkhaltig. Ein hübsches Beispiel für die Menge Kalk, welcher durch das Wasser weggeführt wird, bieten die gewaltigen Travertinablagerungen der um den Golf von Adalia sich erhebenden Terrassen[14]). Die Küste ist meist Steilküste. Nur selten findet man ihr vorgelagerte jüngere Sedimente und Geröllablagerungen. Die schwierigen Verhältnisse, welche auf die

---

[1]) Beiträge z. Geol. von Lycien im Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Wien 1885, XXXV, 307 u. 308. — [2]) Zeitschr. f. Erdk. Berlin, XII, 221; XIV, 289. — [3]) Reisen in Lykien und Karien, Wien 1884, I. — [4]) Reisen in Lykien, Milyas und Kibyratis, Wien 1889, p. 28, 133 u. a. — [5]) Perrey, M. C. XII u. XVII. — [6]) Perrey, M. C. XVII. — [7]) Perrey, M. C. XVIII. — [8]) Perrey, Bull. de l'ac. roy. d. Belgique (1) XIX, 1. — [9]) J. Schmidt, Erdbebenstudien nach Gonzenbach. — [10]) Travels in Lycia etc. London 1847. — [11]) Beiträge z. Geol. Lyc. Jahrb. geol. Reichsanst., Wien 1880, XL. — [12]) Tietze, l. c. 812. — [13]) Tietze, l. c. 319. Spratt u. Forbes, l. c. — [14]) Tietze, l. c. 367 ff.

Niveauverschiebungen der lykischen Küste bezug haben, hier zu besprechen, würde den Rahmen dieser Arbeit überschreiten. Das für die vorliegende Betrachtung Wichtige soll kurz mitgeteilt werden. Neumayr [1]) und Tietze [2]) nehmen wegen der Art der die Küste bildenden Ablagerungen an, dafs in diluvialer Zeit grofse Veränderungen an der lykischen Küste in der Begrenzung des Festen statthatten. Eine Menge von Thatsachen beweist zur Evidenz, dafs noch in geschichtlicher Zeit die Küste z. T. unter das Niveau des Meeres gesunken ist. Die Behauptung, diese positive Niveauverschiebung resultiere aus einem Ansteigen des Meeresspiegels, wird durch verschiedene Gründe widerlegt. Hauptsächlich spricht gegen diese Annahme, dafs an benachbarten Küsten, z. B. an der Westküste Kleinasiens, ein Ansteigen des Meeres nicht stattfindet [3]). Ja hier sowohl, wie auch in der Bucht von Issus, ist im Gegenteil ein bedeutender Landzuwachs nachgewiesen worden. Neuerdings tritt Luschan [4]) ganz besonders für die Annahme einer positiven Niveauschwankung an der lykischen Küste ein. Dafs die lykische Küste noch immer nicht in Ruhe verharrt, beweisen die Erdbeben, welche dieselbe oft mit grofser Heftigkeit heimsuchen und von Spaltenbildungen und Senkungen begleitet sind, wie obige Berichte zeigen. Und wie die Küste noch in steter Veränderung begriffen ist, so hat auch die Gebirgsbildung Lykiens noch nicht ihren Abschlufs erreicht. Die Erderschütterungen, welche häufig Orte im Inneren Lykiens in geschichtlicher Zeit getroffen haben, sind als die Äufserungen von Kräften aufzufassen, welche unter der Erdoberfläche an der Umgestaltung der Oberflächenformen der lykischen Halbinsel arbeiten. Der Karstcharakter dieser Halbinsel endlich zwingt zu der Annahme, dafs Auswaschungsbeben hier keine fremde Erscheinung sind. Wie für Rhodus müssen wir auch für Lykien die Möglichkeit des Vorkommens beider Typen von Beben zugeben.

2. Die Längszone.

Gehen wir zur Betrachtung der Längszone über. Im allgemeinen erstrecken sich gleichzeitig Erdbeben nur auf einen kleinen Teil derselben. Weit verbreitete Erschütterungen gehören zu den Seltenheiten. Sehr bezeichnend ist für die meisten Orte der Längszone die lange Dauer der seismischen Erscheinungen. Verheerende Katastrophen fehlen zwar nicht, doch sind sie im Verhältnis zu der grofsen Zahl der Erschütterungen überhaupt selten. Wenn sie auftreten, zeigen sie anfangs grofse Stärke und Heftigkeit, die zuweilen im späteren Verlauf wiederkehrt. Allmählich kommt die Erde dann nach meist langer Dauer der Bewegung zur Ruhe.

Ihrer Lage nach erscheinen Rhodus und Smyrna als am meisten beanspruchte Örtlichkeiten der Längszone. Ersteres an dem Wendepunkt der Süd- in die Westküste gelegen, zeigt bezüglich seiner Beben Beziehungen zu den nordnordwestlich von ihm parallel der Küste hinziehenden Inseln, zu der ihm nördlich gegenüberliegenden Küste Kleinasiens und zu der Südküste des letzteren, besonders zu Makri. Die genannten drei Gegenden weisen Erschütterungen auf, deren Herkunft von Rhodus unleugbar ist. Andererseits verfügen sie indessen zweifellos über eigene, in ihrem Gebiet ursprüngliche Beben. Im allgemeinen reichen Beben von Rhodus in den drei bezüglichen Richtungen nicht weiter, als bis Samos, Muhla und Makri. Von 32 Stöfsen mit bekannter Stofsrichtung haben 22 ostwestlichen (bezw. westöstlichen) Verlauf; aufser zwei mit N.W. — S.O.-Richtung haben die übrigen Nord-Süd-Richtung.

Auffallend ist die Spärlichkeit von Erschütterungen im Inneren Kariens. Aus dem Gebiete zwischen Mäanderthal einerseits und der Linie Budrun — Muhla und ihrer Verlängerung andererseits ist kein Ort seiner Beben wegen genannt.

Smyrna liegt an dem Punkte, wo sich die drei längs des Manissa- und Boz Dagh verlaufenden Linien gewissermafsen schneiden. Es liegt also im Kreuzungspunkt von vier Schütterlinien, wenn man die

[1]) Die Insel Kos. Denksch. d. Wiener Akad., math.-naturw. Kl., XL. Wien 1880. — [2]) Tietze, l. c. 378. — [3]) Scherzer, Smyrna. Wien 1873, p. 5, Anm. — [4]) l. c. p. 46, Anm.

Küste mitrechnet. Diese Lage spielt sicher eine gewichtige Rolle dabei, dafs die Zahl seiner Erdbeben so aufserordentlich grofs ist. Dasselbe gilt für Chios. Die Erschütterungen von Smyrna sind meist lokaler Natur. Bei einzelnen wird auch seine Umgebung in Mitleidenschaft gezogen. Am seltensten greift die Verbreitung den Seitenlinien entlang nach Osten. Am häufigsten herrschen gleichzeitig Erdbeben auf Chios. Von 20 Jahrgängen seit 1850 haben 14 die Tage ihrer Beben ganz oder teilweise mit solchen in Smyrna gemeinsam. Die Stöfse von Chios, deren Richtung angegeben ist, zeigen sämtlich ostwestlichen Verlauf, was ebenfalls auf ihre Herkunft von Smyrna hinweist. Schon Lesbos hat unter seinen 21 Erdbebenjahren dieses Jahrhunderts nur 8, in welchen es analoge Daten für Smyrna giebt. Im Süden hat Samos von 20 Jahrgängen im XIX. Jahrhundert nur 7 derartige Jahre. Bei vier keineswegs leichten Beben von Smyrna sind die Grenzen mitgeteilt. Einmal sind die Orte Medemen, Manissa, Trianda und Vurla[1]), ein anderes Mal Pergamum, Aidin, Kassaba und Karaburun[2]) als Grenzpunkte angegeben. Die übrigen zwei Male sind 20 „lieues" als Gröfse des Radius des Schüttergebietes angeführt. Dies ist ein Kreis, der Samos und den Samsun-Dagh im Süden, den halben östlichen Teil von Chios und den äufsersten Süden von Lesbos einschliefst; im Osten verläuft seine Peripherie etwa auf der Linie Salikli-Aidin. In Smyrna sind Stöfse aller Himmelsrichtungen beobachtet. Die N.-S., O.-W. und N.-O.-S.-W.-Richtungen halten sich etwa das Gleichgewicht. Die Inseln Lemnos, Imbros, Lesbos, Samos[3]) und Chios[4]) sind auch selbständige Erschütterungsherde, wie ihre manchmal zu Katastrophen anwachsenden Erdbeben beweisen. Bekannt ist das schreckliche Erdbeben, welches im Jahre 1881 tausende von Häusern auf Chios in Trümmer verwandelte. Das Epicentrum dieses Bebens lag nach G. v. Rath[4]) 2 km östlich von der Stadt Chios, ein Kreis mit einer Radiuslänge von 2 Meilen um dieses Epicentrum beschrieben, enthält alle auf der Insel wie auf dem Festland (Bezirk Tscheschme) verwüsteten Städte und Dörfer. Auf Lesbos sind die senkrechten und ostwestlich gerichteten undulatorischen Stöfse vorherrschend, auf Samos sind alle Richtungen gleichmäfsig vertreten; allerdings sind nur von wenigen Stöfsen die Richtungen bekannt. Auf Imbros[3]) zeigen die Stöfse der gewaltigen Katastrophe vom Jahre 1859 im allgemeinen westöstliche Richtung. Der Ingenieur Ritter in Konstantinopel, Berichterstatter Perreys, fügt seinem Berichte bei, die Ostwestrichtung sei die Streichrichtung der tertiären Sandsteinschichten dieser Insel.

Von der Troas sind nur wenige Erdbeben bekannt. Die gegebenen Daten haben mit denjenigen von Lesbos und Smyrna kein einziges, mit denjenigen der Dardanellen nur eines gemeinsam. Tozer[5]) berichtet, sein Wirt, ein Grieche, habe anläfslich eines Erdstofses bemerkt, dies sei nichts Ungewöhnliches in dieser Gegend. In der That mufs man gemäfs der örtlichen Eigentümlichkeiten annehmen, dafs eine gröfsere Zahl von Erdstöfsen die Troas getroffen hat. Die beobachtete Zertrümmerung[6]) von Baudenkmälern durch Erdbeben bestätigt dies.

Aus den angeführten Thatsachen wird folgendes Resultat gewonnen. An fast allen Orten der Längszone ist zwischen ursprünglichen und fortgepflanzten Stöfsen zu unterscheiden. Fast jedes Glied der Längszone hat sich im Laufe der Geschichte ein oder mehrere Mal als selbständiger Schütterherd erwiesen. Die geringe Ausdehnung der einzelnen Schüttergebiete, der bezeichnendste Zug der Beben der Längszone, kann eine zweifache Erklärung finden. Am nächsten liegt die Vermutung, dafs die Erderschütterungen im allgemeinen in verhältnismäfsig geringer Tiefe ihren Ursprung haben. Stellt man sich vor, dafs die Schichten von tiefgehenden Spalten durchzogen sind, welche die Wellen auf ihrem Wege zur Erdoberfläche hemmen, so läfst sich auch die Annahme eines tiefen Centrums mit den Thatsachen in Einklang bringen. In letzterem Falle bleibt als einzige Erklärung für die grofse Verbreitung einzelner

---

[1]) Perrey, M. C. XIV. — [2]) Ebenda. — [3]) Perrey, M. C. XIII, nach einem Briefe Ritters. — [4]) Fuchs in Tschermaks Mitt. Jahrg. 1883, und G. v. Rath, Durch Italien u. Griech. zum hl. Land I, p. 318. — [5]) Researches in the Highlands of Turkey, London 1869, I, 6. — [6]) Schliemann, Ilios, Leipzig 1881, 26; Troja, Leipzig 1884, 29.

Erdbeben die Voraussetzung übrig, dafs eine gemeinsame, erdbebenbegünstigende Ursache, etwa die anziehende Kraft des Mondes, gleichzeitig an verschiedenen Orten der Längszone Spannungen der Erdrinde auslöst. Im ersten Falle treten zu dieser Möglichkeit noch die folgenden beiden hinzu. Ausnahmsweise kann der Sitz der Beben auch in gröfserer Tiefe liegen. Ferner ist die sekundäre Kraft der fortgepflanzten Welle eines Bebens imstande, an anderen Orten der Längszone reife Spannungen zur Auslösung zu bringen. Diese sind die Ursache neuer Beben. Durch die Wiederholung desselben Prozesses erweitert sich der Umfang des Schütterkreises.

Wenn man die den einzelnen Erdbeben beigegebenen Berichte überschaut, so fällt es auf, eine wie kleine Zahl von Veränderungen der Erdoberfläche im Vergleich zur Gesamtheit der berichteten Stöfse gemeldet wird. Z. T. hat dies sicherlich seinen Grund darin, dafs viele Umwälzungen ohne Augenzeugen vor sich gehen, z. T. ist dies auf das Phlegma und die Interesselosigkeit des Türken zurückzuführen, der nur dann aus seiner Ruhe aufgerüttelt wird, wenn es sich um sein eigenes Gut und Leben handelt. Gleichwohl scheint es auch den thatsächlichen Verhältnissen zu entsprechen. In der That hat die gröfste Zahl der Erdbeben einen milden Charakter. Geringe Verschiebungen der Schollen mögen wohl stattgefunden haben und noch gegenwärtig vorkommen. Sie zu bemerken, dazu gehört das Auge und Interesse des Fachmannes, dazu sind genaue Messungen nötig, welche der Laie anzustellen nicht fähig noch willens ist.

Von den wenigen mir bekannt gewordenen Veränderungen ist ein Teil schon bei dem Versuche, einzelne Auswaschungsbeben auszuscheiden, erwähnt worden; ein anderer Teil bekundet durch deutliche Merkmale, dafs seine Entstehung lediglich der sekundären Wirkung der Erdbeben zuzuschreiben ist. Die hierauf bezüglichen Thatsachen sollen später zur Sprache kommen. Nur ganz wenige Veränderungen zeigen Symptome, bei welchen man im Zweifel sein kann, ob sie tektonischen Vorgängen oder anderen Ursachen ihr Dasein verdanken. Selbst die wenigen Berichte verdienen nicht alle Glaubwürdigkeit. Sie folgen hier in chronologischer Ordnung:

Vor 328 v. Chr. Die Insel Chryse verschwand nebst ihrem Vulkane Mosychlos; an ihrer Stelle bildete sich eine Sandbank [1]).

1493, Lango (Kos). Dicke Felsen fielen herab, und es bildete sich eine neue Insel. (Nach Perrey zweifelhaft [2]).

1688, 10. Juli. Smyrna. Der Isthmus, auf dem das Schlofs stand, wurde durchbrochen. An seine Stelle trat ein Kanal von 100 Schritt Breite. Der Boden soll sich um 2 Fufs (sic!) gesenkt haben [3]).

1739, 4. April. Smyrna. Am Eingang des Hafens bildete sich eine Sandbank, wo vorher eine Insel war [4]).

1843, 18. Okt. Auf Kalki (Kharki) ist ein Berg eingesunken [5]).

1851, 3. April. Rhodus. Die Berge spalteten sich in ihrer Länge und stürzten übereinander. Die Erde bekam Risse [6]).

1856, 12. Okt. Zwischen Rhodus Stadt und Koskino bildete sich eine Erdspalte. Nahe bei Lindos ward ein Fels auseinandergerissen [7]).

1865, 23. Juli. Die Hauptquelle von Tuzla verlor sich in einer Spalte, die sich während der letzten Beben gebildet hatte [8]).

1867, März. Die Insel Djumda gegenüber Aiwalik soll verschwunden sein (nach Ritter übertrieben [9]).

1869, Dez. In Smyrna, Marmaris und Umgebung bildeten sich Erdspalten [10]).

---

[1]) Cellar. Not. II, 14, 166 nach v. Hoff. — [2]) Perrey, M. C. 1848, cit. Coll. ac. — [3]) Mallet, Perrey und J. Schmidt, cit. Dresd. Gel. Anz. 1756, No. 18, Coll. ac. VI, 584. — [4]) Phil. Transact. 1750, XLVI, 700, nach Mallet u. Perrey. — [5]) Compt. Rend. XVIII, 1844, und Perrey. — [6]) Perrey, Bull. (1) XIX, 1. — [7]) J. Schmidt, Erdbebenstudien. — [8]) Perrey, M. C. XIX, Dez. — [9]) Perrey, M. C. XXI, März, nach Rechad Bey. — [10]) Perrey, M. C. XXII, J. Schmidt, Erdbebenstud. Fuchs, N. Jahrb. f. Min. 1870 u. a. O.

1880, 29. Juli. Auf der Eisenbahnlinie Smyrna-Kassaba entstanden Erdspalten [1].

1881, 3. April u. später. Chios. Die Senkungen des Bodens der Insel, welche Fuchs [2]) berichtet, werden von Dr. Schwarz [3]), welcher daselbst als Arzt ansässig ist, aufs bestimmteste verneint. Die Hebung des Meeresbodens um 1 m war nur scheinbar. Zwei Monate dauernde Nordwinde hatten nach Dr. Schwarz einen um 1 m tieferen Wasserstand herbeigeführt. Außer der schon S. 12 mitgeteilten Beobachtung Raths und später zu erwähnenden Felsstürzen sind keine Veränderungen der Oberfläche des Festen beobachtet worden [4]); dagegen war die Einwirkung der Beben auf Brunnen und Quellen unverkennbar [5]).

1883, 15. Okt. Bei Latzata klaffte die Erde und schloſs sich wieder, indem sie mehrere kleine Häuser verschlang [6]).

1883, 1. Nov. Bei Purgi (Umgebung von Smyrna) bildeten sich Spalten von 3 m.

Von Neubildungen und vom Versiegen dauernder und temporärer Quellen ist mehrfach die Rede.

Aus der gegebenen Zusammenstellung, welche den wesentlichen Inhalt aller Beschreibungen erschöpft, ersieht man, wie allgemein alle Angaben gehalten sind. Unter diesen Umständen begegnet die Einzeluntersuchung jedes Ereignisses unüberwindlichen Schwierigkeiten. Darum ist es zweckmäſsig, die Eigentümlichkeiten des vorderen Kleinasiens vorauszuschicken, welche irgend einen Zusammenhang mit den Erdbeben vermuten lassen. Nach ihrer Kenntnisnahme ist eine Beurteilung der einzelnen Ereignisse aus dem Vollen heraus eher möglich.

Es verdient hervorgehoben zu werden, daſs im ganzen Gebiete der Längszone amorphe und kristallinische Kalke eine bedeutende Rolle spielen. Hauptsächlich ist die Längszone durch die Häufigkeit des Auftretens und die weite Verbreitung von jungeruptiven Trachyten, Basalten und Serpentinen und durch eine groſse Zahl von warmen Mineral- und Schwefelquellen gekennzeichnet. Die Westküste Kleinasiens [7]) wird von einem fast ununterbrochenen Zug von Trachyten begleitet. Von Bunarbaschi bis Kap Baba und der Südküste der Troas entlang bis in die Länge von Aiwalik verläuft der erste Teil desselben [8]). Etwas südlich von Aiwalik treten von neuem Trachyte zu Tage [9]); sie setzen bis Burnabad die an der Küste sich hinziehenden Erhebungen gröſstenteils zusammen [10]). Auch am Südufer des Golfes von Smyrna und auf der jonischen Halbinsel kommen nicht selten Trachytdurchbrüche vor [11]). Die Küste des Golfes von Mendelia bedeutet eine Unterbrechung in dem bis dahin zusammenhängenden Trachytzuge. Erst die Halbinsel von Halicarnassus weist wieder derartige Vorkommen auf [12]). Sie besteht zum groſsen Teile aus Trachyten und trachytischen Konglomeraten. Die Schichten der zur Längszone gehörigen Inseln sind ebenfalls häufig von jungeruptiven Gesteinen durchbrochen. Auf Rhodus fehlen allerdings anstehende Eruptivgesteine gänzlich [13]). Die im N. W. sich daran anschlieſsenden Inseln sind dagegen vulkanischen Ursprungs. Nysiros besitzt sogar einen noch heute thätigen Vulkan [14]). Im östlichen Teile von Kos fand Neumayr Trachyte, die gleichalterig mit jenen auf der Halbinsel von Budrun und älter als das mittlere Pliocän sind [15]). Die im Westen dieser Insel vorkommenden Rhyolite, Andesite und rhyolitischen Tuffe sind wahrscheinlich diluvialen Ursprungs. Denn Fournouer hat in den ähnlichen Tuffen von Yali recente Arten nachgewiesen [16]). Auf Samos hat Nasse Diabase, Quarzporphyre, Porphyrite und Serpentine konstatiert, deren Alter er nicht bestimmt hat [17]). Chios besitzt serpentinisierte Gesteine, grüne Diabastuffe und quarz-

[1]) Fuchs in Tschermaks Min. Mitt. 1882. — [2]) Fuchs, Tschermaks Mitt. 1883. — [3]) G. v. Rath nach briefl. Mitt. Sitzber. d. niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde, 9. Jan. 1882, Separat-Abdruck p. 4, Anm. — [4]) Daselbst p. 2 u. 4. — [5]) Daselbst p. 5. — [6]) Fuchs in Tschermaks Mitt. 1885. — [7]) Tchihatcheff, As. min. IV, 1; 458. — [8]) Tchihatcheff, ebenda IV, 1; 17 ff. — [9]) Tchihatcheff 68. — [10]) 64 f. — [11]) 70 ff. u. Hamilton u. Strickland, On the Geol. of the Neigbh. of Smyrna II, 293. — [12]) Tchihatcheff IV, 1; 73. — [13]) Bukowski, Sitzber. d. Wiener Akad., math.-natw. Kl., XCVI, 1887, 167. — [14]) Gorceix, Roſs Reisen auf d. griech. Ins. 69 u. 78. — [15]) Kos, Denkschr. d. Wiener Akad., math.-natw. Kl., XL, 1880, 225. — [16]) Neumayr, Kos 223 u. 216. — [17]) Ztschr. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1875, X, 223 u. 234.

freie Hornblende Andesite [1]). Die letzteren haben sicherlich ein jugendliches Alter. Auf Lesbos, Tenedos, Lemnos und Imbros stehen ebenfalls grofse Massen jungeruptiver Gesteine an [2]).

Der petrographische Charakter und noch mehr die Lagerungsverhältnisse beweisen, dafs die vulkanischen Massen der Längszone von der Kreidezeit bis in die jüngste geologische Vergangenheit hinein die Schichten durchsetzt haben. Ja die trachytische Natur der Auswürflinge des Vulkanes auf Santorin, welche die Wiener Geologen erhärtet haben, zeugen dafür, dafs die trachytische Ausbruchsperiode noch nicht zum Stillstand gekommen ist [3]).

Es sollen nun die Stellen angegeben werden, wo warme Quellen beobachtet worden sind. Die Westküste der Troas weist drei Fundstellen auf. (Bei Bunarbaschi, am Ilidja Su und bei Tuzla [4]). Längs der Südküste der Troas sollen häufig warme Quellen vorkommen [5]). An der Küste der Bai von Tchandarlik treffen wir wiederum eine warme Quelle [6]). An der Südküste des Golfes von Smyrna bis Tscheschme stöfst man nach Tchihatcheff [7]) und Pauli [8]) fast bei jedem Schritte auf Thermen. An der Nordküste des Golfes von Scala Nuova bis Hipsili kommen ebenfalls zahlreiche warme Quellen vor. Von den Inseln besitzt Nysiros Thermen [9]) auf seiner Nordküste; auf der Ostseite von Kos existiert eine solche [10]); auf Chios fand Pauli Schwefelquellen in der Nähe der Hornblende-Andesite. Die hohe Temperatur des Meerwassers der Strafse von Chios hat vielleicht, wie Pauli vermutet, ihren Ursprung in warmen Quellen, welche am Meeresgrunde hervorbrechen. Lesbos, besonders seine Süd-, Ost- und Nordküste, ist reich an warmen Quellen [11]). Die warmen Bäder von Lemnos endlich, welche am Fufse des Iliasberges hervorsprudeln, sind bekannt [12]).

Folgende merkwürdige Ähnlichkeit herrscht in der Verteilung der jüngeren vulkanischen Massengesteine und der warmen Quellen. Wie die ersteren, so begleiten auch die letzteren die Westküste Kleinasiens. Wo auf dem Festlande die Trachyte ihre gröfste Ausbreitung haben, da liegen auch die reichsten Fundstellen der Thermen. Oft brechen diese sogar aus jenen selbst hervor, wie diejenigen der südwestlichen Troas [13]) und der Umgebung von Smyrna [14]). Längs der Küste des Golfes von Mendelia, wo Eruptivgesteine nicht gefunden sind, ist auch eine Lücke in dem Auftreten der Thermen. Auf den Inseln kommen die warmen Quellen ebenfalls in der Nähe der vulkanischen Gesteine vor. Kos [15]) und Chios [16]) bieten hierfür hinlängliche Beispiele. Alle diese Umstände deuten auf einen gewissen Zusammenhang der beiden Vorkommen oder die Abhängigkeit beider von einem und demselben Dritten hin.

Nächst den Eruptivgesteinen und den warmen Quellen fordern die nachgewiesenen oder vermuteten Umwälzungen der Längszone, welche besonders in der jüngsten geologischen Ära stattgefunden haben, unsere Aufmerksamkeit heraus. Denn ihre Kenntnis erleichtert die Beurteilung der gegenwärtig stattfindenden Erscheinungen. Ist es doch nicht unwahrscheinlich, dafs Vorgänge, welche lange Zeiträume hindurch bis in die jüngste geologische Epoche [17]) gewährt haben, auch in der Gegenwart fortdauern.

Rhodus ist vom Kontinente erst in postpliocäner Zeit abgetrennt worden. Hierfür geben Neumayr [18]) und Bukowski [19]) eine Reihe überzeugender Beweise. Die Südküste von Kos ist durch einen Bruch gebildet worden, der, wie Neumayr [18]) nachweist, erst in diluvialer Zeit erfolgt sein kann. Die Nordküste des Golfes von Kos ist offenbar die Fortsetzung dieses Bruches. Das deuten der geradelinige

---

1) Teller, Denkschr. d. Wiener Akad., math.-natw. Kl., XL, 1880, 343, 346. — 2) Scherzer, Smyrna 251. Calvert u. Neumayr, Denkschr. d. Wiener Akad. XL, 369. Griesebach, Mitt. d. geolog. Ges., Wien XII, 1869. Fouqué. — 3) Tchihatcheff IV, 1; 460. — 4) Tchihatcheff, As. Min. I, 333—335. — 5) Schliemann, Ilios 82. — 6) Tchihatcheff I, 338. — 7) Ebenda I, 338—340. — 8) Mitt. d. geogr. Ges. in Hamburg 1880—1881, 108. — 9) Rofs, Inselreisen II, 72; Gorceix, Compt. Rend. LXXVII, 600. — 10) Neumayr, Kos 225. — 11) Conze, Lesbos 15, 16, Ausland 1864, 643. — 12) Conze, Reise auf den Inseln u. s. w. 105. — 13) Tchihatcheff, As. Min. I, 335. — 14) Tchihatcheff I, 338. — 15) Neumayr, Kos 225. — 16) Pauli, Chios 108. — 17) Tchihatcheff IV, 1; 471 f. Neumayr, Kos 231 ff. — 18) Neumayr 231 f. — 19) Vorl. Ber. über Rhodus. Wiener Akad. Ber. XCVI, 172.

Verlauf der Küste und die mehr als 500 m betragende Tiefe des Golfes an. Der nach Nasse [1]) steile Abfall der West- und Nordküste von Samos ist wohl auch auf den Abbruch von Schollen zurückzuführen. Sein Alter ist nicht bestimmbar, da die nötigen Anhaltspunkte nicht gegeben sind. Die Ostseite des Gebirgsrandes von Chios ist nach Teller [2]) ebenfalls auf eine Absenkung von Erdmassen zurückzuführen. Dieselbe ist früher als die oberen Schichten des Miocän gebildet worden. Diesem Hauptbruchrande von Chios parallel durchsetzen mehrere sekundäre Dislokationen die tertiären Schichten. Sie hatten jüngere Niveauverschiebungen innerhalb der letzteren im Gefolge. Z. T. mögen sie auch Steilabstürze bedingt haben, welche längs der Küste statthaben. Im Norden der Insel kennzeichnet Teller [3]) noch einige Verwerfungen, welche alle nordsüdlichen Verlauf haben. Die Südküste der Troas, deren sie begleitender Höhenzug oft fast senkrecht zum Strande abfällt [4]), verdankt sehr wahrscheinlich ebenfalls einem Abbruche ihre Entstehung; ihr geradeliniger Verlauf macht sie dessen sehr verdächtig. Nordnordöstlich von Bergama sind mächtige Lager vulkanischer Tuffe, wie Tchihatcheff erwähnt, mehr oder weniger oft bis 60° aufgerichtet [5]); desgleichen sind solche eine Stunde nördlich von Tchandarlik von 5 bis 100 m Mächtigkeit im Winkel von 30 bis 40° erhoben und fallen nach Westen [6]). In der Umgebung von Smyrna fanden Hamilton und Strickland [7]) trachytische Massen unmittelbar auf Binnenablagerungen mit unio und helix. Trachyte und Sedimente sind in einem Sinne aufgerichtet, daſs die Aufrichtung den Trachyten nicht zugeschrieben werden kann. Diese Störung hat also später als der Trachytdurchbruch sich vollzogen [6]). Die eben mitgeteilten Aufrichtungen haben sicherlich ein sehr jugendliches Alter.

Manche Forscher nehmen wegen des ausgedehnten Landzuwachses, welchen die Anschwemmungen der Flüsse an der Westküste Kleinasiens in historischer Zeit herbeigeführt haben, eine negative Niveauverschiebung derselben an. Mir scheint dieser Grund nicht haltbar zu sein. Dasselbe Resultat kann vielmehr ohne eine solche Voraussetzung aus der Vereinigung zahlreicher günstiger Bedingungen allein erklärt werden. Die Kalk- und Schieferablagerungen, welche hauptsächlich am Aufbau des vorderen Kleinasiens teil haben, sind leicht zerstör- und transportierbar. Die Gehänge der Gebirge sind meist steil; die Flüsse haben ein starkes Gefälle [8]). Während der langen Trockenheit im Sommer, in welchem durchschnittlich nur 50 mm Regen fallen [9]), reiſst der Boden auf. Die plötzlich und heftig eintretenden Güsse im Herbst führen groſse Mengen Sinkstoffe in die Flüsse. Diese schwellen durch die reichen Niederschläge an, welche ganz besonders die winterliche Jahreszeit auszeichnen; sie überschwemmen, da ihr Bett nur eine geringe Tiefe hat, ein breites Terrain. Alle die genannten Verhältnisse sind die denkbar günstigsten für die Wegführung einer möglichst groſsen Menge von Sinkstoffen. Die Form der Golfe und die dem Festland gegenüberliegenden Inseln zwingen andererseits die Flüsse, ihre Sinkstoffe in der Nähe der Küste abzulagern. So hat die Gestalt des Golfes von Milet wesentlich zu seiner raschen Verlandung beigetragen, so hat man vor kurzem den Hermus nach Westen abgelenkt, um den Golf von Smyrna vor einem gleichen Geschick zu bewahren. Im Norden der Längszone trägt eine starke Meeresströmung die Sedimente des Skamander und Rhodius und die Schwemmassen, welche sie den Ufern der Dardanellen entreiſst, nach Süden [10]) und unterstützt hier die Flüsse in der Ausfüllung der Buchten und der Verflachung des Meeres. Die Flüsse des vorderen Kleinasiens verlegen oft ihre Mündungen; hierdurch wird eine mehr oder weniger gleichmäſsige Verteilung der Ablagerungen herbeigeführt. Zur Zeit des Hochwassers stauen sich die Flüsse

---

[1]) Samos Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., Berl. X, 222. — [2]) Denkschr. d. Wiener Akad. XL, 351. — [3]) Ebenda 346. — [4]) Schliemann, Reise nach d. Idargeb. V. d. Gesellsch. f. Erdk., Berlin 1881, VIII, 252 ff. — [5]) Tchihatcheff IV, 1; 59. — [6]) Ebenda 65. — [7]) Nach Tchihatcheff IV, 1; 72. — [8]) Tchihatcheff I, 377. R. Pococke, Beschr. des Morgenlandes, übers. v. Breyer III. Erlangen 1792. G. v. Rath, Reisebriefe I, 302. — [9]) Theob. Fischer, Stud. über das Klima d. Mittelmeerländer. Peterm. Mitt. Ergzh. XIII, 1880, 48. — [10]) Frank Calvert, Das. Küste des Hellesponts in d. Ztschr. f. Ethnol. XII, 31 u. 39.

am Meere; dadurch überfluten sie einen grofsen Teil ihres Mündungsgebietes. Die Folge davon ist ein Herauswachsen der Ablagerungen über das Meeresniveau; und damit erreicht die Neubildung von Land ihre Vollendung. Das Zusammentreffen aller genannten Faktoren macht also den rapiden Zuwachs des Landes längs der Westküste Kleinasiens ohne die Annahme einer negativen Niveauverschiebung begreiflich.

Es sind Anzeichen vorhanden, dafs die Zufuhr und Ablagerung von Schwemmmassen längs der Westküste Kleinasiens schon sehr lange Zeiträume gewährt haben. Vielleicht sind schon die mächtigen Binnenablagerungen zwischen Chios und der erythräischen Halbinsel [1]), welche dem unteren Pliocän und oberen Miocän angehören, auf dieselbe Weise entstanden. Nur haben damals die Flüsse ihre Sinkstoffe in einen Binnensee getragen. Ist das Klima des vorderen Kleinasiens, wie Tchihatcheff aus kulturellen Veränderungen vermutet [2]), wirklich wärmer, extremer und trockener geworden, so war es einst für die erwähnten Vorgänge noch günstiger. Einige Forscher [3]) haben die Landmasse geschätzt, welche in geschichtlicher Zeit längs der Westküste neu gebildet worden ist. Würde man nach Mafsgabe dieser Schätzung die Menge derjenigen Ablagerungen bestimmen, welche in einer gröfseren Zeitperiode, etwa in der quartären Zeit, hier angesammelt worden sind, so würde man sicherlich finden, dafs dieselbe die Menge der wirklich vorhandenen quartären Sedimente weit übertrifft. Mit Notwendigkeit drängt sich uns hier der Schlufs auf, dafs die gröfsere Menge der von den Flüssen herbeigetragenen Sinkstoffe auf dem einstigen Merresboden abgesetzt worden ist. Daraus folgt, dafs das Meer in früheren Zeiten eine gröfsere Tiefe gehabt hat, als heute [4]). Der Verlauf der 100 m Linie, sowie derjenige der 500 m Linie weisen thatsächlich auf die angenommene Art der Ausfüllung des Meeres hin [5]). Einzelne Tiefen, wie diejenige im Golf von Kos, welche über 600 m, wie diejenige nördlich von Samos, welche mehr als 1200 m beträgt, sind als Überreste des einst tieferen Meeres zu betrachten.

Die meist gleiche Richtung der Gebirge auf dem Festlande und auf den Inseln, die geognostische Übereinstimmung derselben, der geradelinige Verlauf und der steile Abfall zahlreicher Küstenstrecken, die Masse der Eruptivgesteine, die ehemals grofse Tiefe des Meeres und endlich die nachgewiesenen jugendlichen Bruchränder liefern den unumstöfslichen Beweis, dafs die Längszone in der jüngsten geologischen Vergangenheit bedeutende tektonische Änderungen erfahren hat. Soweit die mitgeteilten Thatsachen ein Urteil gestatten, stellt jedoch die Längszone keine einheitliche Bruchzone dar. Vielmehr scheinen die Umwälzungen des südlichen Teiles der Längszone mit denen des nördlichen Teiles in keinem inneren Zusammenhang zu stehen; ja selbst innerhalb der beiden Teile haben einzelne Veränderungen ungleiches Alter.

Im südlichen Teile der Längszone kreuzen sich nach Neumayr zwei wichtige Bruchlinien, die „Diagonalspalte" [6]) und die „Cykladenspalte" des Archipels. Die erstere durchschneidet in diagonaler Richtung das ägäische Meer. Sie begleitet die Ostküste Thessaliens, Euböas und der südöstlich der letzteren gelegenen Inseln; in ihrer Verlängerung trifft sie den Meeresarm, welcher Rhodus von Karpathos trennt. Die „Cykladenspalte" [7]) beginnt im Golf von Patras und Korinth, zieht in südöstlicher Richtung bis zur Südküste von Santorin, wendet sich dann nach Osten und verläuft längs des Südrandes der Cykladen. Die Südküste von Kos bildet ihre Fortsetzung. Längs der genannten Bruchlinien sind in postpliocäner Zeit gewaltige Erdmassen in die Tiefe gesunken. Dieser Vorgang hatte ansehnliche Umgestaltungen der Grenzen des Festen im Gefolge. Gleichzeitig mit den Hauptbrüchen ging sicher die

---

[1]) Teller, Chios 350 ff. u. 355 f. — [2]) Theob. Fischer, Stud. üb. d. Klima d. Mittelmeerl. 42 cit. As. Min. II, 536. — [3]) C. Cold, Küstenveränder. d. Archipel 1884. Tchihatcheff IV, 3; D. posttertiären Ablager. — [4]) Siehe auch Cold, 10. — [5]) Die Tiefenlinien sind nach Cold in die Skizze eingezeichnet. — [6]) M. Neumayr, A. Bittner und Fr. Teller, „Überblick über die geol. Verh. eines Teiles der ägäischen Küstenländer". Denkschr. d. Wiener Akad. XL, 393. — [7]) M. Neumayr, Gesch. d. östl. Mittelmeerbeckens. Virchow-Holtzendorff'sche Samml. XVII, Heft 392, Berlin 1882. 23, und Neumayr, Bittner, Teller, Überblick u. s. w. 394.

Bildung von Paralleleinstürzen und Querspalten Hand in Hand. Möglicherweise sind es solche sekundäre Brüche gewesen, welche Kos, Rhodus und die zwischenliegenden Inseln vom Festlande loslösten. Die Trennung der letzteren voneinander, der steile Abfall und geradelinige Verlauf, welche die Westküste der Halbinsel von Budrun auszeichnen, verdanken eventuell denselben Vorgängen ihr Dasein. Andererseits liefert das Vorkommen der gleichalterigen Trachytdurchbrüche auf der Ostseite von Kos und auf der Halbinsel von Budrun den Beweis, dafs hier schon in der Zeit des mittleren Pliocän Veränderungen in Entwicklung begriffen waren. Vielleicht ist Kos schon damals vom Festlande getrennt worden. Auffallenderweise sind für das westliche Karien keine Thatsachen berichtet, welche der Vermutung Raum geben, dafs auch dieses Gebiet in der naheliegenden geologischen Vergangenheit Änderungen seiner Bodengestalt und seiner Umrisse erfahren hat, welche auf die Thätigkeit in der Erdkruste verborgener Kräfte zurückzuführen sind. Die auffallend geringe Tiefe des Golfes von Mendelia ist nicht merkwürdig, da der wasser- und sinkstoffreiche Mäander seine Sedimente hierhin trägt. Dagegen ist man geneigt, die Entstehung der grofsen Zahl kleiner Eilande, welche den Golf bevölkern, eher der Erosion, als Bruchbildungen, zuzuschreiben. Wie dem auch sei, die Erforschung Kariens läfst manches zu wünschen übrig. Für jetzt mag es genügen, die vorstehenden Thatsachen konstatiert zu haben.

Einen noch geringeren Zusammenhang, als die Umwälzungen des südlichen Teiles haben diejenigen des nördlich von Samos gelegenen Teiles der Längszone. Die hier bekannten Verwerfungen fallen in die verschiedenen Epochen der tertiären und quartären Zeit. Mit Recht kann man daher annehmen, dafs der nördliche Teil der Längszone von der Kreidezeit bis zur jüngsten geologischen Vergangenheit in seinen verschiedenen Teilen Umwälzungen erfahren hat.

Wir gewinnen somit aus der vorausgegangenen Erörterung das Resultat, dafs im ganzen Gebiete der Längszone seit der Kreidezeit tektonische Veränderungen in Bildung begriffen waren. Ja mannigfaltige Anzeichen liefern sogar den Beweis, dafs Dislokationen noch in der jüngsten Zeit stattgefunden haben. Und man kann sich der Einsicht nicht verschliefsen, dafs Vorgänge, welche lange Zeiträume hindurch gewährt haben, und für deren Dauer in der jüngsten Zeit noch sichere Kennzeichen vorhanden sind, auch in der Gegenwart noch fortleben [1]. Die warmen Quellen und die Erdstöfse, welche zu allen Zeiten in grofser Zahl und zuweilen mit intensiver Heftigkeit die Längszone heimgesucht haben und noch immer die dortigen Bewohner beunruhigen, bekräftigen den erwähnten Schlufs. Beide stehen in inniger Beziehung zu den Umwälzungen in der Erdrinde. Das bezeugt eine Reihe bedeutungsvoller Momente. Zunächst treten warme und kalte Quellen an zahlreichen Orten der Längszone dicht nebeneinander an das Tageslicht. Dies läfst, wie Tchihatcheff schon bemerkt [2], das Vorhandensein eines ebenso entwickelten wie komplizierten Systemes von Spalten und unterirdischen Gängen erkennen. Die warmen Quellen sprudeln ferner z. T. aus den Eruptivgesteinen selbst hervor und entquillen besonders zahlreich dem Boden in solchen Gegenden, wo die vulkanischen Gesteine eine grofse Massenanhäufung zeigen, und wo die beobachteten geologischen Veränderungen ein sehr jugendliches Alter haben. Ebenda liegen auch diejenigen Örtlichkeiten, deren Erderschütterungen den höchsten Grad der Häufigkeit und Intensität erreichen. Ganz besonders ist die Umgebung von Smyrna in dieser Weise gekennzeichnet. Hier vereinigen sich alle Faktoren im reichen Mafse. Lesbos ist ebenfalls oft und heftig erschüttert worden. Fouqué [3] verlegt das Centrum der Katastrophe vom März 1867 in die zwischen Smyrna und Aiwalik befindliche Trachytzone. In derselben Gegend [4] hat Tchihatcheff sehr jugendliche geologische Veränderungen beobachtet. Rhodus, welches ebenfalls eine von Erdbeben stark beanspruchte Örtlichkeit ist, liegt im Kreuzungspunkte der beiden

[1]) Siehe auch Neumayr, Z. Gesch. d. östl. Mittelmeerbeckens 26, und die Insel Kos 233. — [2]) As. Min. I, 388. — [3]) Nach Tchihatcheff, As. Min. IV, 3; 525. — [4]) s. S. 22.

vorhin genannten wichtigsten Bruchlinien des Archipels. Die noch dauernde Thätigkeit des Vulkanes von Nysiros bezeugt ebenfalls, dafs Kräfte im Inneren der Rinde wirksam sind.

Die erwähnten Beziehungen lassen sich noch weiter verfolgen. Wie das westliche Karien arm an Anzeichen jugendlicher Hebungen und Verwerfungen, arm an Eruptivgesteinen und warmen Quellen ist, so kommen hier auch nur sehr selten Erdbeben vor. Die Erdrinde scheint hier in Ruhe zu verharren. Freilich ermahnt uns die noch geringe Kenntnis dieses Gebietes zur Vorsicht vor weitgehenden Schlüssen. Die wagrechte Lagerung jugendlicher Schichten auch in anderen Teilen der Längszone thut dar, dafs an einzelnen Stellen die oberflächlichen Schichten längere Zeiträume hindurch nicht gestört worden sind.

Die Erdbeben der Längszone des vorderen Kleinasiens sind also nach dem Vorausgegangenen als Äufserungen von Kräften aufzufassen, welche an verschiedenen Stellen des Gebietes in den Schichten der Erdrinde Spannungen erzeugen. Die Auslösung der letzteren hat gleichzeitig mit den Erdbeben Spaltenbildungen und eventuell Verschiebungen von Erdschollen im Gefolge. Darnach hätte man also die auf S. 19 f. mitgeteilten Erscheinungen als Folgen tektonischer Vorgänge anzusehen. Allein andere Verhältnisse, welche dieselben Wirkungen hervorrufen können, beschränken die allgemeine Giltigkeit dieses Urteils. So können Teile der ausgedehnten Alluvionen, welche die Flüsse, wie wir erfahren haben, längs der Küsten der Längszone abgelagert haben, durch die sekundäre Kräftewirkung der Erdbeben zur Volumverminderung angeregt oder in die Tiefe versenkt werden. Im ersteren Falle können Spaltenbildungen und Senkungen als Begleiterscheinungen auftreten. In beiden Fällen kann es den Anschein erwecken, als ob die beobachteten Vorgänge auf Verschiebungen von Schollen beruhten. Andererseits läfst das Vorkommen kalkiger Gesteinsmassen, welche an einzelnen Stellen der Längszone z. B. auf der Südostseite von Chios [1]) zu karstähnlichen Bildungen Veranlassung geben, erwarten, dafs ähnliche Erscheinungen aus der Unterhöhlung von Schichten resultieren, wie sie durch tektonische Umwälzungen hervorgerufen werden.

Durch die gleichzeitige Wirksamkeit der drei genannten Faktoren ist es sehr schwer, die Ursache jedes Einzelereignisses zu bestimmen. Ein entschiedenes Urteil ist man nur dann zu fällen in der Lage, wenn man genau die Begleiterscheinungen und die örtlichen Verhältnisse, womöglich aus eigener Anschauung, kennt. Bei den angeführten Ereignissen fehlen jegliche nähere Angaben. Daher ist nur eine Erörterung der eventuellen Ursachen der einzelnen Ereignisse, nicht aber die Feststellung der wirklichen Ursachen möglich.

Den gröfsten Teil der berichteten Spaltenbildungen und Senkungen darf man unbedenklich auf Kosten tektonischer Verschiebungen setzen. Dieselbe Ursache liegt sicher in den meisten Fällen dem Versiegen alter und dem Auftreten neuer Quellen zu Grunde. Denn durch Dislokationen wird dem Wasser einerseits sein ursprünglicher Ausweg versperrt, andererseits bieten gleichzeitig gebildete Spalten wiederum demselben andere natürliche Ausgänge dar. Es ist jedoch nicht in Abrede zu stellen, dafs ein Teil der ebenerwähnten Vorgänge in der sekundären Wirkung der Erschütterungen seine Ursache haben kann, worauf oben schon hingewiesen worden ist. Schliefslich vermag der Zusammenbruch unterhöhlter Schichten ähnliche Resultate zu liefern. Die genaue Prüfung der Zeugnisse über den Vulkan Mosychlos hat zu dem Ergebnis geführt, dafs derselbe nie existiert hat [2]). Das Verschwinden der Insel Chryse ist darnach in das Reich der Märchen zu verweisen. Es spricht nichts dagegen, dafs durch tektonische Verschiebungen Inseln in Sandbänke und Halbinseln in Inseln verwandelt werden. Allein wenn solche Inseln und die ursprünglich vorhandenen Isthmusse der Halbinseln aus jungen Anschwemmungen bestehen, so ist die Möglichkeit nicht auszuschliefsen, dafs die sekundäre Kraft der Erdbeben dies verursacht habe. Von den beiden Fällen, wo es sich um Neubildung von Inseln handelt, ist bei der einen die wirkende Ursache nicht

[1]) Teller, Chios 342. — [2]) Neumann u. Partsch, Physikalische Geogr. v. Griechenland. Breslau 1885, 316.

zu ermitteln, die andere entstand durch die Beseitigung eines Isthmusses. Aber wodurch wurde diese bewerkstelligt?

Auffallend ist es, daſs bei keinem einzigen Erdbeben eine Hebung der Küste konstatiert worden ist. Die Annahme eines Ansteigens der Küste findet darin keine Stütze.

3. Die zur Längszone gehörigen Nebenlinien.

Es ist vorteilhaft, die Betrachtung der mit der Längszone in Verbindung stehenden Nebenlinien hier anzuschlieſsen. Die ostwestlich streichenden Ketten, längs welchen die Erdbebenlinien hinziehen, besitzen sehr wahrscheinlich kein hohes Alter; denn oft überlagern in beträchtlicher Höhe der Gebirge jüngere Sedimente die älteren Felsarten [1]). Der westliche Teil des Manissa Dagh besteht aus Trachyten. Sonst kommen im Gebiete der Nebenlinien, meines Wissens, keine vulkanischen Massengesteine vor. Warme Quellen sind nur im Thale des Mäander gefunden worden. Tchihatcheff [2]) erwähnt das Vorkommen warmer Quellen bei Aïdin und östlich von Nasli, ferner treten solche östlich und westlich von Sarakoï (westlich von Pambuk Kalessi) zu Tage. Berühmt sind die Thermen von Pambuk Kalessi (Hierapolis) besonders wegen ihrer groſsartigen Sinterabsätze [3]). Spaltenbildungen sind zuweilen als Begleiterscheinungen der Erdbeben beobachtet worden. So soll am 3. April 1850 sich bei Nymphio ein Berg gespalten haben [4]), desgleichen am 27. März eines nicht genannten Jahres ein Gipfel bei Aïdin, aus dem der heute die Stadt durchflieſsende Fluſs entsprungen sei [5]). (?) Die Spaltenbildungen des Jahres 1880 zwischen Smyrna und Kassaba sind schon erwähnt [6]). Im Altertume sind nach Plinius wiederholt am „Mons Sipylus" derartige Erscheinungen beobachtet worden [7]). Darnach muſs man annehmen, daſs die Gebirgsketten des Manissa, Boz und Djuma Dagh noch nicht das Endstadium ihrer Entwicklung erreicht haben.

4. Die Schütterzone der Dardanellen.

Das Küstengebiet der Dardanellen stellt eine weitere Schütterzone dar, die kurz „die Schütterzone der Dardanellen" genannt werden soll. Ihre Hauptorte sind Tchanak-Kalessi und Gallipoli. Teilweise stimmen die Daten der Beben von Rodosto mit solchen von Gallipoli überein. Dies veranlaſst mich, die Schütterzone der Dardanellen bis zum nordöstlichen Ende des Tekir Daghs auszudehnen. Dagegen ist man durch die bis heute bekannten Thatsachen gezwungen, ihre Ausdehnung auf asiatischer Seite mit dem nördlichsten Punkte der Troas abzuschlieſsen. Die Erdbeben der Insel Marmara und der Halbinsel von Artaki [8]), von welchen nur sehr wenige Daten bekannt sind, haben keinen zeitlichen Zusammenhang mit denjenigen Gallipolis.

Alle Forscher, welche sich mit der Entstehung der Straſse des Hellespontes beschäftigt haben, sind darin einig, daſs tektonische Umwälzungen den Anstoſs zum Durchbruch derselben gegeben haben. Das beweisen die vorhandenen Trachyt- und Basaltdurchbrüche und andere stratigraphische Einzelheiten. Über die Zeit, in welcher die Spalten gebildet wurden, gehen die Ansichten auseinander. Tchihatcheff verlegt die Anfänge der Bildung in die Pliocänzeit [9]), Virchow modificiert diese Annahme insoweit, als er sagt, der Durchbruch könne nicht früher als in der Pliocänzeit erfolgt sein [10]). Neumayr

[1]) Tchihatcheff, As. Min. — [2]) As. Min. I, 343. — [3]) Ebenda 344. — [4]) Perrey, Bull. (1) XVIII, 1. — [5]) Perrey, M. C. XIII. — [6]) S. 20. — [7]) Hist. Nat. I, 28, nach Tchihatcheff, As. Min. I, 469. — [8]) Das kartographische Bild der Gebiete des südlichen Marmarameeres macht uns sehr geneigt, die Gebirge der Halbinsel von Artaki und vielleicht auch der Insel Marmara als die Fortsetzungen des Samanli Dagh aufzufassen. In Kalolimni hätte man dann noch einen Überrest des einst zusammenhängenden Gebirgszugs zu erkennen. Die Basaltzone, welche Tchihatcheff längs der Küste von Mudania gefunden hat, stammt vielleicht aus der Zeit, wo die Schollen hier in die Tiefe gesunken sind. — [9]) As. Min. IV, 8; 522. — [10]) Beiträge z. Landeskunde der Troas. Abh. d. Berliner Akad. 1880, 162.

bringt die Entstehung der Dardanellen mit der Störung der tertiären Schichten in Zusammenhang. Letzteres Ereignis fällt aber in die quartäre Zeit. Denn die ältesten marinen Ablagerungen, welche dem Miocän des Hellespontes angelagert sind, gehören dem Diluvium an [1]).

Mit Sicherheit verdankt darnach die Strafse der Dardanellen einem sehr jugendlichen tektonischen Vorgange ihr Dasein. Die häufigen Erdstöfse längs ihrer Küsten sind als Beweise für die Fortdauer dieser tektonischen Veränderungen anzusehen, worauf Virchow schon hingewiesen hat. Wirkliche Anzeichen von Verschiebungen der Schollen sind allerdings bei keinem Erdbeben beobachtet worden. Nicht unwahrscheinlich ist es, dafs auch der Tekir Dagh in ursächlichen Beziehungen zu den Erdstöfsen steht, welche Gallipoli und Rodosto getroffen haben, vielleicht stellt sein östlicher Steilabfall einen jugendlichen Bruchrand dar.

5. Die Schütterzone des Bosporus.

Die zahlreichen und bisweilen gewaltigen Erdbeben, welche Konstantinopel seit Menschengedenken heimgesucht haben, kennzeichnen den Bosporus als eine hervorragende Schütterzone. Die Erschütterungen der Prinzeninseln, die geognostisch zu der nördlich von ihnen gelegenen Küste des Festlandes gehören, stehen im zeitlichen Zusammenhang mit solchen des Bosporus. Schon der Parallelismus der Ufer und die Steilheit der Böschung der Küsten weisen auf den tektonischen Ursprung des Bosporus hin. Gewaltige Massen von Basalten und Doleriten beherrschen den nördlichen Teil des Bosporus fast vollständig [2]). In der Tertiärzeit herrschte hier also eine grofsartige vulkanische Thätigkeit. Auch der südliche Teil der Meerenge war davon nicht frei; das bezeugen die vereinzelt längs der Küste zu Tage tretenden Diorite. Die letzteren sind nach Tchihatcheff jünger als die ersteren [3]). Wie die Eruptionen lange Zeiträume hindurch gewährt haben, so ist auch die Eröffnung des Bosporus, welche mit der vulkanischen Thätigkeit wahrscheinlich im ursächlichen Zusammenhange steht, nicht als ein plötzlich auftretendes, sondern als ein allmählich sich entwickelndes Phänomen aufzufassen. Erst nach der tertiären Zeit scheint das Meer in die vorhandenen Spalten eingedrungen zu sein. Die Entwicklung hat aber heute noch nicht ihren Abschlufs erreicht. Das beweisen die oft gespürten Erdstöfse. Dieselben suchen am häufigsten und heftigsten den Süden des Bosporus heim, wo ja auch die jüngsten Anzeichen der eruptiven Thätigkeit vorhanden sind. Merkmale tektonischer Verschiebungen sind höchst selten beobachtet worden. Im Jahre 1037 soll sich die Erde geöffnet haben; fünf Dörfer sollen dabei verschlungen worden sein [4]). 1737 bildeten sich Spalten, aus welchen Wasser hervorströmte [5]). Die vom September 1857 gemeldete Senkung des Bodens ist höchst zweifelhaft [6]).

6. Das Schüttergebiet des Olymp.

Die Beben Brussas und der in der Nähe des Abullonia Göl gelegenen Orte erreichen zuweilen einen hohen Grad der Stärke. Spaltenbildungen sind bei mehreren Erdbeben beobachtet worden. Am 21. April 1851 spaltete sich bei Kirmasti (südl. v. Abullonia Göl) die Erde; aus der Spalte drang Wasser hervor [7]). Am 28. Februar 1855 öffnete sich an mehreren Orten der Boden [8]). Am 7. Juni 1860 gab es beträchtliche Einsenkungen auf dem Olymp [9]). Die Erschütterungen dieser Zone haben sicher ihren Ursprung in den südlich davon sich erhebenden mächtigen Gebirgsmassen des Keschisch Dagh. Der letztere

[1]) Calvert u. Neumayr, Die jungen Ablager. am Hellespont. Denkschr d. Wiener Akad. 1880, XL, 369. — [2]) Tchihatcheff, As. Min. IV, 1; 6, 7 u. 194 ff. — [3]) As. Min. IV, 1; 400 u. 470. — [4]) v. Hoff, Chronik d. Erdb. und Vulkanausbrüche. Gotha 1840, 1841. 2 Bde. — [5]) Mallet, Reports on the facts of Earthquake Phenomena. Rep. of the British Assoc., London 1853. — [6]) Perrey, Mem. Cour. X. — [7]) Perrey, Bull. (1) XIX, 1. — [8]) Verrollot, Compt. Rend. XLII, 1856, und J. Schmidt, Erdbebenstud. — [9]) Perrey, M. C. XIV.

fällt nach Norden steil ab. An seinem Nordfufse entspringt eine grofse Zahl von warmen Quellen[1]. Am Nord- und Südufer des Abullonia Göl sowie am Grunde dieses Sees kommen Trachyte vor[2]. Sie sind als die Überreste einer einstigen grofsen vulkanischen Ausbruchsperiode aufzufassen. Vielleicht stellt das Becken des Abullonia Sees ein jugendliches Senkungsfeld dar[3].

VI. Die sekundären Wirkungen der Erdbeben.

Wenden wir uns jetzt zur Betrachtung der sekundären Wirkungen der Erdbeben im vorderen Kleinasien und behandeln zunächst die Erscheinungen, welche durch die sekundäre Kraft in der Natur hervorgerufen werden.

1. Wirkungen auf Naturgegenstände.

Die denudierende Thätigkeit der Erdbeben im vorderen Kleinasien soll zuerst gekennzeichnet werden. In den Schriften einer grofsen Zahl von Beobachtern und Reisenden findet man für alle Teile des Gebietes Berichte von Schutthalden und Steinfeldern, welche auf Bergabrutschungen und Felsstürze zurückzuführen sind. Für das Zustandekommen derartiger Ereignisse sind die natürlichen Verhältnisse des Gebietes sehr günstig. Die chemische Zusammensetzung der gebirgsbildenden Gesteinsarten, die meist steile und schroffe Form der Gehänge, die Abwechslung von sommerlicher Trockenheit und regenreichen Wintern befördern die Ablösung von Felsen und Schutt in aufserordentlichem Mafse. Die Erdbeben unterstützen bei ihrer Häufigkeit die Loslösung und den Absturz der Felsen. Dadurch wird den vorerwähnten Kräften ein neues Arbeitsfeld geschaffen. Die Erdbeben beschleunigen infolge dessen wesentlich den Ausgleich der Niveauunterschiede des Festen. Wie aufserordentlich sich die denudierende Kraft der Erdbeben in einzelnen Fällen bethätigt, mögen folgende Beobachtungen[4] beweisen.

1493, Insel Lango (Kos). Dicke Felsen fielen herab[5].

1846, 21. Juni, Samos. Ein Teil des Berges Kerketeus (Kerki) gegenüber Plaka fiel herab[6].

1850, 3. April. Beträchtliche Felsmassen rollten vom Berge bei Nymphio (Nif) bis in die Mitte der Stadt[7].

1851, 3. April. Ungeheuere Felsblöcke wurden bei Makri losgelöst und stürzten in die Ebene[8].

1855, 28. Februar, Brussa[9]. Besonders im Viertel Baluk Bazar stürzten ungeheuere Felsblöcke herab[10].

1859, 21. August, Imbros. Es fielen Felsblöcke von den Bergen und rollten in die Thäler[11].

1860, 4. Juni, Brussa. Felssturz am Olymp[12].

1860, 7. Juni, Brussa. Felsmassen, die tausende von Kubikmetern ausmachten, sind vom Olymp in die Thäler hinabgerollt, alles, selbst 100-jährige Wälder, in ihrem Falle mit sich fortziehend[13].

1869, 18. April, Symi. Die Abhänge lösten sich von ihrer Basis und ihren Gipfeln los, und man sah ungeheuere Felsblöcke in die Tiefe rollen[14].

---

[1] Tchihatcheff, As. Min. I, 326. — [2] Tchihatcheff, As. Min. IV, 1; 12, und Hamilton. — [3] Bei der Betrachtung der letzten Schütterzonen habe ich mich auf die Darbietung des Notwendigsten beschränken müssen. Eine spätere Arbeit wird es mir vielleicht gestatten, auf dieselben sowie auf einzelne minder wichtige Linien näher einzugehen. — [4] Frank, Calvert, Ü. d. asiat. Küste des Hellesp. Zeitschr. f. Ethnolog. XII, 1880, 34. — [5] Perrey, M. C. 1848. — [6] Ebenda. — [7] Perrey, Bull. (1) XVIII, 1. — [8] Perrey, Bull. (1) XX, 2. — [9] Ich bemerke, dafs gerade am Olymp viele Steinfelder vorkommen. — [10] Verrollot, Compt. Rend. XLII, 1856, und J. Schmidt, Erdbebenstud. — [11] Perrey, M. C. XIII. — [12] J. Schmidt, Erdbebenstud. — [13] Perrey, M. C. XIX. — [14] Perrey, M. C. XXIV.

1880, 29. Juli. Eine gewaltige Felsmasse mit darauf stehenden Bäumen löste sich vom Sipylos los und kollerte unter schrecklichem Getöse hinunter[1]). Humann fügt hinzu, dafs er auf seinem Wege wiederholt den Spuren heruntergerollter Felsblöcke begegnet sei. Dieselbe Beobachtung macht G. v. Rath[2]).

1881, 3. April. Abstürze und Abrutschungen von grofsen Felsmassen sind auf Chios vorgekommen[3]). Im Gebiete von Halkios (Charkios) auf Chios sind durch das Erdbeben an fünf naheliegenden Stellen Felsstürze hervorgerufen worden.

1883, 1. November. Bei Safdere (Golf von Smyrna) stürzte ein Berggipfel herab und begrub 200 Schafe[4]).

Die erwähnten Ereignisse sind sicherlich als sekundäre Wirkungen der Erdbeben aufzufassen. So klein auch die Zahl der Berichte, so lehrreich ist die gegebene Zusammenstellung. Es sind alle Teile des Gebietes darin vertreten. Dies bestätigt die Vermutung, dafs im ganzen vorderen Kleinasien die denudierende Kraft der Erdbeben wirksam ist. Die angeführten Thatsachen gewinnen aber noch erhöhte Bedeutung durch den Umstand, dafs für alle Örtlichkeiten, wo Felsstürze infolge von Erdbeben beobachtet wurden, das Vorkommen von Steinfeldern, Geröllablagerungen am Fufse der Gehänge und von massenhaft zerstreuten Felsblöcken konstatiert ist.

Bemerken will ich noch, dafs einige Forscher auch Flufsablenkungen auf Erdbeben zurückführen. So berichtet Marquardt von einer Veränderung des Ausflusses des Abullonia Göl, welche er den häufigen Erdbeben dieser Gegend zuschreibt[5]). Es existiert dort eine Sage, die Giganten hätten versucht, den Ausflufs des Abullonia Göl mit Felsblöcken zu verstopfen. Ebenso sagt Pococke: „Bei Laodicea liegen die Reste einer Brücke östlich vom Flusse; vermutlich hat der Flufs durch ein Erdbeben einen anderen Gang bekommen“[6]). Wie weit diese Vermutungen durch Thatsachen gestützt sind, läfst sich aus den kurzen Notizen nicht beurteilen.

Aus der vorstehenden Erörterung gewinnen wir folgendes Resultat. Jeder Erdstofs des vorderen Kleinasiens übt eine mehr oder weniger grofse abtragende Wirkung aus. Er unterstützt hierbei die übrigen der Denudation günstigen Faktoren. Die Erdbeben sind also bei ihrer aufserordentlichen Häufigkeit im vorderen Kleinasien besonders wirkungsvolle Kräfte, welche den Ausgleich der Niveauunterschiede des Festen herbeiführen.

Von sekundären Wirkungen auf das Meer sind einige mehr als zwanzig Stofswellen bekannt. Keine derselben hat aufsergewöhnliche Überschwemmungen oder gar Verheerungen verursacht.

2. Wirkungen auf menschliche Bauwerke.

Bei der Betrachtung der denudierenden Thätigkeit der Erdbeben haben wir schon die gewaltige sekundäre Kraftentfaltung kennen gelernt, welche die Erschütterungen manchmal haben können. Noch einleuchtender zeigt dies die Gröfse derjenigen Verwüstungen, welche die Erschütterungen zuweilen an den menschlichen Bauwerken anrichten. Hierfür liefert der zusammengestellte Katalog eine reiche Fülle von Beispielen. Allein so reichhaltig auch das diesbezügliche Material ist, so wenig zuverlässig sind die bestimmten Zahlenangaben. Deshalb verzichte ich für jetzt mittlere Zahlenwerte zu bestimmen. Überhaupt läfst das über diese interessanten Punkte gesammelte Material noch manches zu wünschen übrig. Ich beschränke mich einstweilen darauf, hier einige allgemeine Resultate anzugeben, wie sie sich aus dem Gesamtbilde des Kataloges ablesen lassen.

Die Periode der sorgfältigsten Aufzeichnung von 1850—1885 zeigt einen auffälligen Reichtum

[1]) Humann, Separat-Abdr. Abh. über eine Reise in den „Mons Sipylos“. — [2]) Durch Ital. u. Griechenld. z. h. Land I, 394. — [3]) G. v. Rath, Sep.-Abdr. nach e. Mitteil. v. Dr. Schwarz p. 2. — [4]) Fuchs, Tschermaks Min. Mitt. 1885. — [5]) Marquardt, Cyzicus u. s. Gebiet, Berlin 1836, p. 6 u. 27. — [6]) Beschreib. des Morgenlandes III, Erlangen 1792, 106.

an solchen Jahren, welche durch zerstörende Wirkungen der Erdbeben ausgezeichnet sind. Nicht weniger als 24 Jahre, also ²/₃ der ganzen Zeit, enthalten solche Ereignisse. Das ist im Vergleich zu den 54 Jahren der Zeit von 500 v. Chr. bis 1799, aus welchen zerstörende Wirkungen bekannt sind, eine enorme Zahl. Von 1800 bis 1849 sind nur 9 und von 1885 bis 1890 nur 3 entsprechende Jahre bekannt. Sicherlich sind Beschädigungen menschlicher Bauwerke durch Erdstöfse im vorderen Kleinasien nicht selten. Im Verhältnis zur Gesamtzahl der Erdbeben ist die Anzahl der Erdbebenkatastrophen zwar klein, immerhin aber ist ihre Zahl absolut genommen nicht unbedeutend. Die Erdbebenkatastrophen suchen im allgemeinen ansehnliche Gebiete heim und richten deshalb grofsen Schaden an. Berühmt ist das letzte bedeutende Erdbeben, welches am 3. April 1881 die Bewohner der Insel Chios in Schrecken setzte. G. v. Rath [1]) hat darüber einen eingehenden Bericht geliefert. Aus den Daten des Kataloges geht weiter hervor: Am leichtesten und daher am häufigsten werden Schornsteine, einzelstehende Mauern, Minarets und Kirchtürme umgeworfen. Bei gröfserer Heftigkeit werden Gebäude beschädigt. Sie bekommen Sprünge und Risse. Im äufsersten Falle werden die Häuser zerstört, ganze Städte und Dörfer in Trümmerhaufen verwandelt. Häufige Berichte bestätigen die auch in anderen Erdbebengebieten beobachtete Thatsache, dafs Holzhäuser die gröfste Sicherheit gegen Erschütterungen bieten. Im vorderen Kleinasien sind die meisten Häuser aus Holz gebaut, obwohl brauchbarer Baustein allenthalben ansteht. Es liegt daher die Vermutung nahe, dafs die Bewohner absichtlich zur Sicherheit gegen Bebengefahr Holz als Baumaterial wählen. Dem ist jedoch nicht so. Wie mich H. Humann versicherte, baut man Holzhäuser, weil der Steinbau zu teuer, langwierig und mühsam ist. Dagegen machte H. Humann mich darauf aufmerksam, dafs die Bewohner des vorderen Kleinasiens zum Schutz gegen Bebengefahr Holzbalken in die Mauern einfügen. Verfaulen diese Balken im Laufe der Zeit, so bilden sich innerhalb der Mauern Hohlräume. In den Mauern des alten Troja fand man solche Hohlräume, deren Erklärung zuerst grofse Schwierigkeiten bereitete. Sind dieselben wirklich auf einst zum Schutze gegen Erdbeben eingefügte Holzbalken zurückzuführen, so beweist diese Thatsache, dafs schon damals die Troas häufig von Erschütterungen heimgesucht worden ist. Bemerkenswert ist auch, dafs nach der Erdbebenkatastrophe des Jahres 1881 auf Chios durch eine Verordnung die Breite der Strafsen auf mindestens 12 m festgesetzt wurde [2]).

3. Wirkungen auf den Menschen.

Es ist selbstverständlich, dafs die zerstörende Wirkung der Erdbeben auf den Wohlstand der Bewohner nicht ohne Einflufs bleiben kann. Mehr noch als in unserem Lande Überschwemmungen, Feuersbrünste und Blitzschläge sind die Erdbeben im vorderen Kleinasien eine arge Landplage. Zu Zeiten heftiger Erschütterungen verlieren die Einwohner zahlreicher Dörfer Hab und Gut und geraten in die gröfste Not. Auch hierfür giebt der Katalog eine Reihe interessanter Belege. Meist ist der erste Stofs nach oft langer Ruhe der heftigste. Die Einwohner werden daher in ihren Häusern überrascht. Nur wenigen gelingt dann die Flucht ins Freie; und von ihnen ist ein Teil noch verstümmelt und verwundet. Viele finden unter den Trümmern der einstürzenden Häuser ihren Tod. Zuweilen dauern die Schwankungen des Bodens mehrere Monate lang. Währenddessen wohnen die Leute unter freiem Himmel und kampieren in hölzernen Baracken und Zelten auf dem Felde. Zuweilen suchen sie auf Barken Sicherheit. Einzelne, besonders wohlhabende Leute, wandern zeitweise oder auch für immer aus [3]). Interessant ist die Bemerkung von Dr. Schwartz, dafs die heftigen und oft wiederholten Gemütsbewegungen bei dem Erdbeben des Jahres 1881 auf Chios

[1]) Reisebriefe durch Ital. u. Griech. z. hl. Land I. — [2]) G. v. Rath, Separat-Abdruck p. 5. — [3]) G. v. Rath, Separat-Abdruck p. 3.

viele nervöse Erkrankungen hervorgerufen haben. Der gröfste Teil des jungen weiblichen Geschlechtes erkrankte teils an Epilepsie, teils an Krampfanfällen.

Wie hier momentan, so wirken die Erdbeben auch dauernd auf das Gemüt des Menschen ein. Verschiedene Kulte im Altertume verdanken diesem Phänomen ihre Entstehung. Marquardt[1]) führt die Verehrung der Proserpina in Kyzikus darauf zurück. Auch die Kulte der Nemesis und Kybele, welche überhaupt im vorderen Kleinasien, besonders aber in Smyrna, in Blüte waren, stehen wahrscheinlich im Zusammenhang mit den Heimsuchungen dieser Gegenden durch Erdbeben. Vor allen aber ragt Poseidon als Erderschütterer hervor. Der Mythus der Giganten und Titanen, welche Berge auf Berge türmten, hat sicherlich seinen Ursprung in der Beobachtung der denudierenden Wirkungen der Erdbeben. Noch heute verehren die Griechen, wie mir H. Humann mitteilt, einen Erdbebenheiligen.

Sehen wir hier die religiösen Anschauungen von der unheimlichen Erscheinung der Erdbeben beeinflufst, so ist andererseits ein Einflufs auf das wissenschaftliche Denken der älteren jonischen Philosophen nicht zu verkennen. Die häufigen Schwankungen des Bodens, die Beobachtungen von Spaltenbildungen, Bergrutschen u. a. weckten ebenso wie noch andere in der Landesnatur vorhandene Faktoren bei den Bewohnern die Anschauung, dafs die Erde und die Gegenstände auf ihr belebt seien. Die Folge davon ist der Hylozoismus ihrer Philosophen.

Es bleibt mir noch die angenehme Pflicht zu erfüllen übrig, meinen Dank allen denjenigen Herren auszusprechen, welche mir bei der Zusammenstellung des der vorstehenden Arbeit zu Grunde liegenden Kataloges ihren Rat erteilten. Namentlich danke ich den Herren Ingenieur Karl Humann, Direktor der preufsischen Museen, in Smyrna und Prof. Dr. Mitzopulos in Athen für ihre liebenswürdige Unterstützung. Meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. Theobald Fischer in Marburg drücke ich auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank für seine Anregung zu vorstehender Arbeit aus.

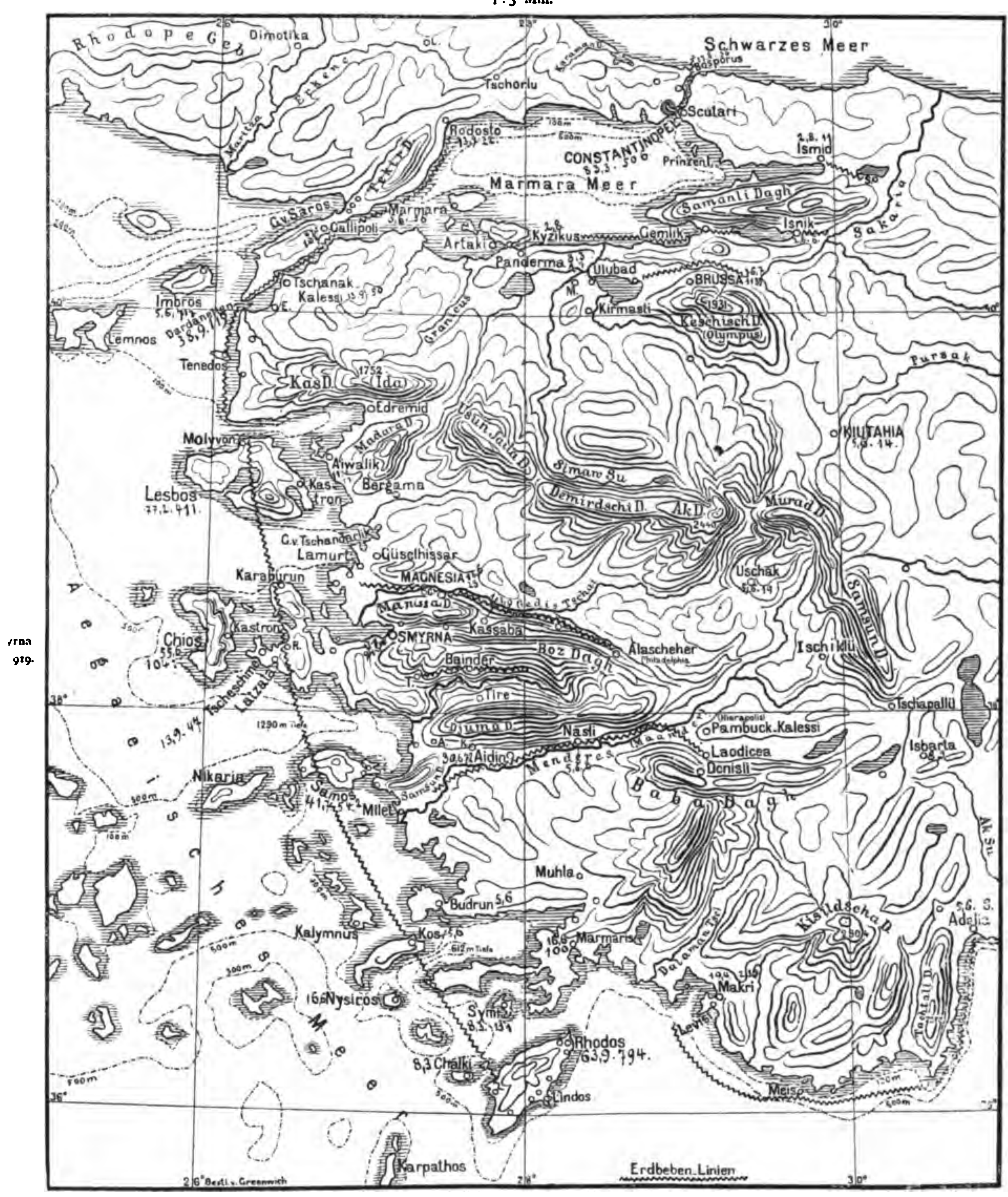
[1]) Cyzicus u. s. Gebiet p. 124.

Wiesbaden. L. Schellenberg'sche Hof-Buchdruckerei. 387

Skizze des vorderen Kleinasiens

nebst Angabe der hauptsächlichsten Erdbebenlinien.

1:3 Mill.



Von den Zahlen, welche einzelnen Städten beigefügt sind, giebt die erste die mutmassliche Anzahl der auf jedes Jahrhundert kommenden Erdbebenjahre, die zweite diejenige der Erdstösse an.

Als zweiter Sohn des Kaufmanns Ernst Weismantel und seiner Ehefrau, geb. von Klock, wurde ich, Otto Weismantel, am 11. Oktober 1862 zu Frankfurt a. M. geboren. Daselbst besuchte ich zuerst die Selektenschule, dann das städtische Gymnasium. Ostern 1884 verliess ich die letzte Anstalt mit dem Zeugnis der Reife, studierte zwei Semester in Freiburg, drei in Jena und vier in Marburg Geographie, Mathematik und Naturwissenschaften. An der letztgenannten Universität hörte ich die Vorlesungen folgender Herren: Bauer, Bergmann, Cohen, Elsas, Feussner, Fischer, Kayser, Klein, Melde, Weber und Zincke. Am 24. Januar 1890 bestand ich das Examen pro facultate docendi.

